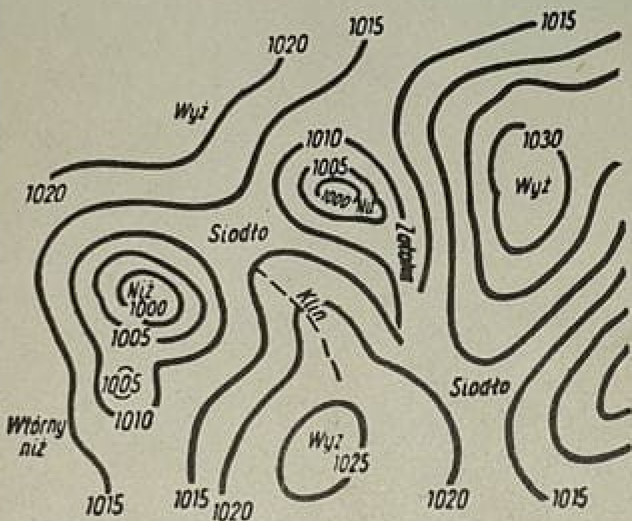


AEROKLUB PRL

WYCZYNOWE
SZKOLENIE SZYBOWCOWE

METEOROLOGIA



WYDAWNICTWA KOMUNIKACJI I ŁĄCZNOŚCI

AEROKLUB POLSKIEJ RZECZYPOSPOLITEJ LUDOWEJ

METEOROLOGIA

WYDAWNICTWA KOMUNIKACJI i ŁĄCZNOŚCI

Autor: mgr MARCIN SCHMIDT

Okładkę projektował: KRZYSZTOF RACINOWSKI

551.50(021.11)

Książka zawiera szczegółowe omówienie wybranych zagadnień z meteorologii, szczególnie interesujących pilotów szybowcowych wykonujących długie przeloty oraz loty wysokościowe i wyczynowe.

Książka, przeznaczona dla pilotów posiadających licencję pilota szybowcowego, ma na celu przygotowanie pilotów do wyczynowych lotów szybowcowych.

Redaktor: TERESA DRZAL

Redaktor techniczny: JADWIGA RACZKOWSKA

Korektor: SABINA TREFON

SPIS TREŚCI

BIBLIOTEKA AEROKLUBU

POLSKIEJ RZECZYPOSPOLITEJ LUDOWEJ

„Wyczynowe Szkolenie Szybowcowe" to druga seria cyklu wydawniczego Biblioteki Aeroklubu PRL, opracowanej przez Wydział Szkolenia Zarządu Głównego APRL.

Pierwsza seria, pt. „Szkolenie Szybowcowe" (wydana w latach 1966—1968), obejmowała wiadomości niezbędne do zdobycia srebrnej odznaki szybowcowej i licencji pilota szybowcowego. Dalsze rozwinięcie tych wiadomości będą zawierały podręczniki, które ukażą się w ramach niniejszej — drugiej serii. Omówią one następujące zagadnienia: mechanika lotu, meteorologia, łączność radiowa, taktyka przelotowa, eksploatacja szybowców i zasady pilotażu — w zakresie obowiązującym pilota szybowcowego I klasy. Seria, opracowana według Programu Szkolenia Szybowcowego, ma za zadanie przygotowanie pilotów szybowcowych do lotów wyczynowych.

Seria „Wyczynowe Szkolenie Szybowcowe", podobnie jak pierwsza seria Biblioteki APRL, przeznaczona jest przede wszystkim dla pilotów i instruktorów szybowcowych. Czytelnicy, którzy nie uprawiają sportu szybowcowego, lecz interesują się zagadnieniami lotniczymi, znajdą w tej serii interesującą lekturę, pogłębiającą i rozszerzającą wiadomości z zakresu lotnictwa.

Wydział Szkolenia APRL

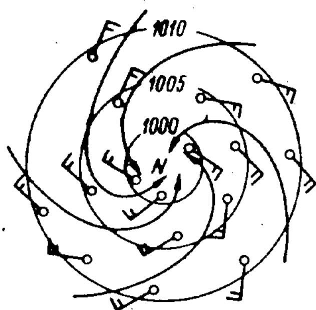
Rozdział 1

SYNOPTYKA

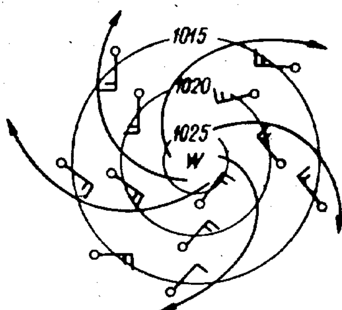
UKŁADY BARYCZNE

Układem barycznym nazywamy układ ciśnienia scharakteryzowany rozmieszczeniem izobar. Zależnie od kształtu izobar wyróżnia się kilka następujących typów układów barycznych.

1. **Niż** (cyklon, depresja baryczna) jest to układ baryczny ograniczony koncentrycznymi izobarami, w którym ciśnienie spada w miarę przemieszczania się od części peryferyjnych ku środkowi (rys. 1). W ośrodku takim gradient ciśnienia zorientowany jest zawsze ku środkowi (linie ze strzałką). Przy powierzchni ziemi wiatry wieją do środka niżu w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Ponieważ w niżu obserwuje się „zbieganie



Rys. 1. Wiatr dolny i linie prądów w niżu



Rys. 2. Wiatr dolny i linie prądów w wyżu

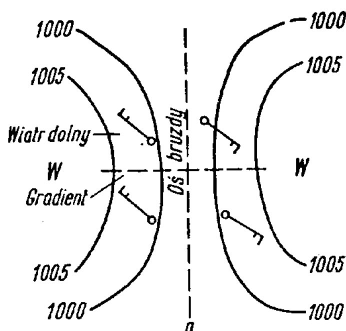
się” wiatrów z różnych kierunków, dlatego niż nazwany został obszarem zbieżności (konwergencji) wiatrów.

2. **Wyż** (antycyklon) jest to układ baryczny zamknięty izobarami, w którym obserwujemy wzrost ciśnienia w miarę zbliżania się do jego środka (rys. 2). Poziomy gradient ciśnienia w wyżu zorientowany jest od środka układu ku jego peryferiom, dzięki czemu wiatry w takim układzie wieją od jego środka na zewnątrz w kierunku

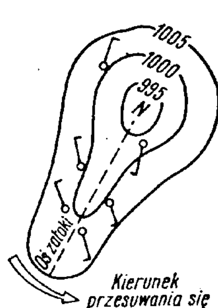
zgodnym z ruchem wskazówek zegara. W przeciwieństwie do niżu, wiatry w ośrodku wyżowym rozpływają się na boki i dlatego wyż nazwano z kolei obszarem rozbieżności (dywergencji) wiatrów.

3. **Bruzda niskiego ciśnienia** jest to wąski i wyciągnięty pas obniżonego ciśnienia między dwoma obszarami wyższego ciśnienia (rys. 3).

4. **Zatoka niskiego ciśnienia** jest to obszar, w którym izobary ośrodka niżowego wchodzą w głąb obszaru o wyższym ciśnieniu (rys. 4). Linię łączącą punkty o największej krzywiźnie izobar nazwano osią zatoki.



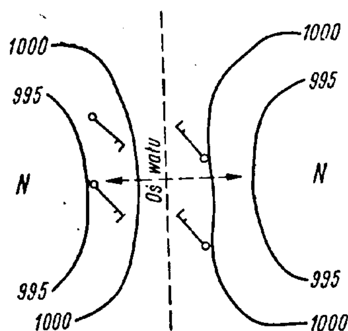
Rys. 3. Schemat bruzdy



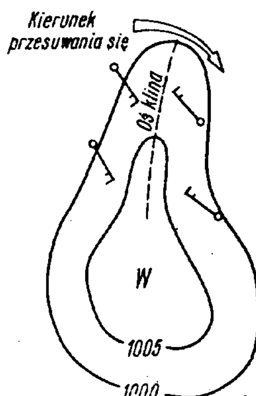
Rys. 4. Schemat zatoki niskiego ciśnienia

Tak w bruździe, jak i w zatoce wiatry dolne wieją w kierunku osi danego układu. Z tego powodu oba te układy są obszarami zbieżności wiatrów.

5. **Wał wysokiego ciśnienia** jest to wyciągnięty pas wysokiego ciśnienia między dwoma obszarami niższego ciśnienia (rys. 5).



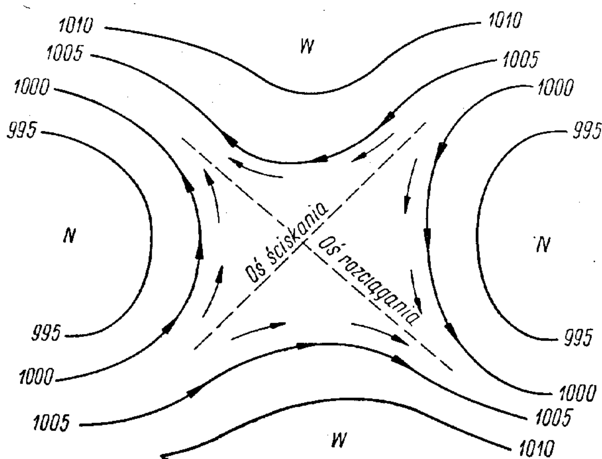
Rys. 5. Schemat wału wysokiego ciśnienia



Rys. 6. Schemat klina wysokiego ciśnienia

6. Klin wysokiego ciśnienia jest to obszar, w którym izobary tworzą występ w stronę niskiego ciśnienia. Linię łączącą punkty o największej krzywiźnie izobar nazwano osią klina (rys. 6). W klinie, podobnie jak w wale wysokiego ciśnienia, wiatry wieją od osi układu na zewnątrz, a więc oba te układy są obszarami rozbieżności wiatrów.

7. Siodło. Pod pojęciem tym rozumie się układ baryczny między dwoma wyżami i dwoma niżami leżącymi „na krzyż" (rys. 7). W siodle (przy pewnym uproszczeniu) możemy zauważyć, że wzdłuż jednego kierunku wiatry wieją z dwóch stron ku środkowi układu, a następnie rozpływają się na boki. Ten kierunek nazwano osią ściskania; oś ta jest zarazem obszarem rozbieżności (dywergencji). Wzdłuż drugiego kierunku wiatry wieją z obu stron od środka układu i zbliżają się do siebie. Kierunek ten nazwany został osią rozciągania; oś rozciągania jest z kolei obszarem zbieżności (konwergencji) wiatrów.

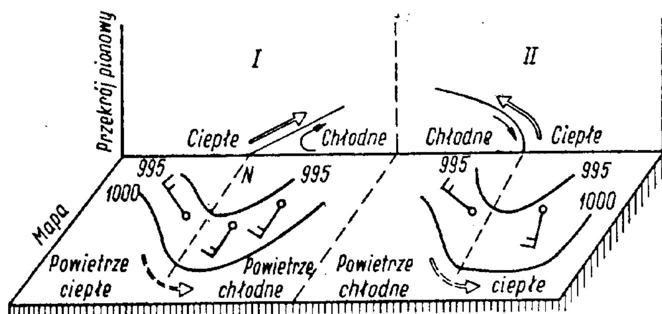


Rys. 7. Schemat siodła

Wymienione układy baryczne różnią się między sobą nie tylko kształtem izobar, lecz również i warunkami pogodowymi. Tak np. obszar niżu, bruzdy, zatoki i osi rozciągania siodła są miejscami, w których dzięki zbieżności dochodzi do zetknięcia się różnych mas powietrza o różnych własnościach fizycznych (temperatura, wilgotność), przy czym powietrze cieplejsze wznosi się nad chłodniejsze masy powietrza (rys. 8). Dzięki temu wznoszeniu dochodzi do powstawania chmur i opadów, co po-

woduje, że w układach tych przeważa pogoda pochmurna i deszczowa.

W wyżach, wałach, klinach i wzdłuż osi ściskania siodła, będących obszarami rozbieżności, dochodzi do osiadania mas powietrza, podczas którego ulegają one ogrzaniu i wysuszeniu. Dlatego w układach tych dochodzi do zaniku chmur, a przeważającym typem pogody jest pogoda bezchmurna lub o małym zachmurzeniu.



Rys. 8. Ruchy pionowe w zatoce niskiego ciśnienia

I — w przypadku frontu ciepłego, *II* — w przypadku frontu chłodnego

Po wykreśleniu pola ciśnienia na mapie pogody synoptyk drogą analizy poszczególnych elementów meteorologicznych znajduje obszary, na których dochodzi do ścierania się ze sobą różnych mas powietrza *). Strefa ta uwidacznia się bardzo gwałtownymi zmianami pogody (duże zachmurzenia, silne opady, zmiany ciśnienia, skręt wiatru). Po znalezieniu takiej strefy kreśli się następnie za pomocą linii ciągłej granicę między obu tymi masami. Linia ta przedstawia nam tak zwany front atmosferyczny *).

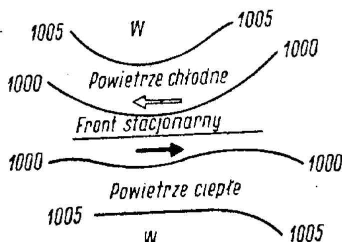
Dla analizy sytuacji meteorologicznej, a szczególnie dla prognozy pogody ważne jest nie tylko znalezienie miejsca występowania frontu, ale także znajomość jego szybkości i kierunku przemieszczania się. Każdy front przemieszcza się zawsze w tę stronę, w którą przesuwają się rozdzielane przezeń masy powietrza. Zasadniczo masy powietrza przemieszczają się zawsze równolegle do izobar i dlatego o kierunku wędrówki frontu można wnioskować z rozkładu izobar.

Zwykle może wystąpić jedna z trzech możliwości: front może zalegać równolegle do izobar, może je przecinać w kierunku prostopadłym lub też pod pewnym kątem. Rozpatrzmy kolejno wymienione możliwości.

---

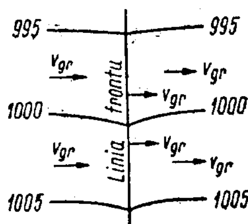
*) Patrz M. Schmidt „Meteorologia lotnicza". Seria „Szkolenie Szybowcowe". WKŁ, Warszawa 1967 r.

Front leży równolegle do izobar (np. w bruździe). W takim przypadku dwie różne masy powietrza o różnych właściwościach fizycznych płyną równolegle do izobar i ślizgają się wzdłuż frontu, przy czym sam front nie wykazuje tendencji do przemieszczania się. Front atmosferyczny zalegający przez dłuższy czas w jednym i tym samym miejscu nazwano frontem stacjonarnym (rys. 9).



Rys. 9. Front równoległy do izobar — stacjonarny

Front przecina izobary prostopadle. Gdy powstanie taka sytuacja, wówczas masy powietrza płyną równolegle do izobar i powodują przemieszczanie się frontu wraz z nimi z prędkością wiatru gradientowego (V_{gr}, rys. 10).



Rys. 10. Front prostopadły do izobar; front taki przemieszcza się w kierunku i z prędkością wiatru gradientowego

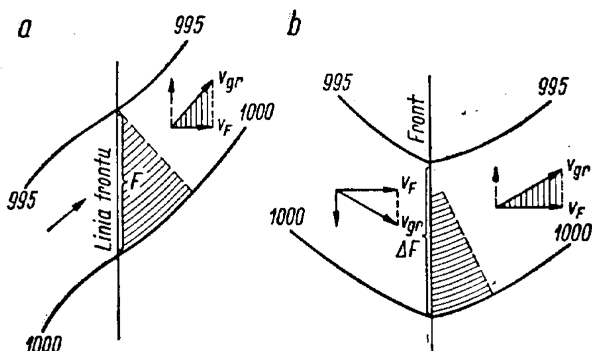
Front przecina izobary pod kątem ostrym (rys. 11). W takiej sytuacji masy powietrza przemieszczają się względem frontu pod pewnym kątem (V_{gr}). Ruch ten można rozłożyć na dwa ruchy:

a) równoległy do linii frontu (linia przerywana),

b) prostopadły do linii frontu (V_f).

Z tego co powiedziano wynika, że wędrówka linii frontu odbywa się tylko pod wpływem przemieszczania się mas powietrza w kierunku V_f. Stąd wniosek, że front przesuwa się w kierunku i z prędkością składowej wiatru gradientowego, prostopadłej do linii frontu (V_f). Oczywiście, wielkość tej składowej zależy zawsze od kąta, pod którym front przecina izobary.

W przypadku izobar równoległych względem frontu składowa ta równa jest zeru. W miarę wzrostu kąta przecięcia wzrasta także V_f, a gdy kąt ten osiągnie wartość 90°, wówczas V_f równa się prędkości wiatru gradiento-



Rys. 11. Front przecinający izobary pod kątem ostrym; przesuwa się on w kierunku i z prędkością składowej wiatru gradientowego prostopadłej do frontu

wego V_{gr}. Szybkość przesuwania się frontu wykazuje także dużą zależność od zagęszczenia izobar. Im bliżej przebiegają one od siebie, tym większa jest prędkość wiatru gradientowego i jego składowej V_f — a więc i większa prędkość przemieszczania się frontu. Chcąc wyznaczyć jego prędkość, trzeba najpierw określić wiatr gradientowy (V_{gr}) w pobliżu frontu i znaleźć wartość składowej tej prędkości (V_f) skierowanej prostopadle do frontu. Prędkość ta będzie prędkością przemieszczania się frontu.

Do obliczenia prędkości przesuwania się frontu wykorzystać można wzór na wiatr gradientowy

$$V_{gr} = \frac{5\ 3\ 3}{\sin\varphi} \cdot \frac{\Delta p}{\Delta n} \ [\text{m/s}]$$

gdzie:

φ — szerokość geograficzna,

Δ_p — różnica ciśnień między dwiema sąsiednimi izobarami (5 mb),

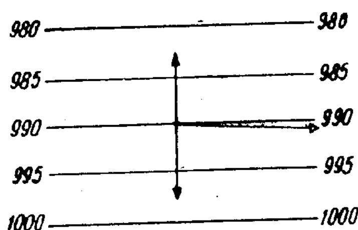
Δ_n — odległość między tymi izobarami w km,

533 — współczynnik stały.

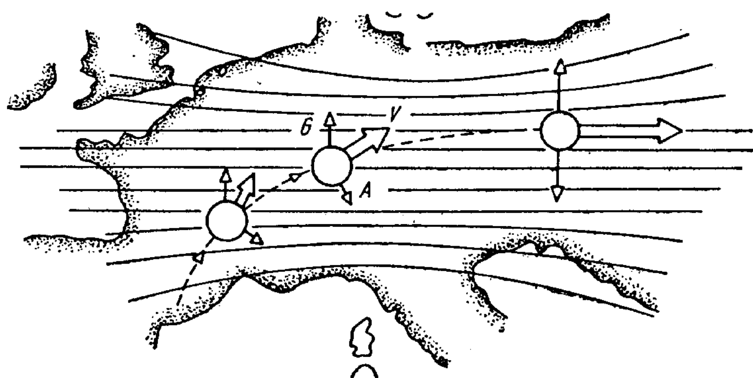
Przypomnijmy sobie tu, że wiatrem gradientowym nazywa się ruch powietrza, jaki odbywa się bez wpływu siły tarcia. Wiatr gradientowy wieje zawsze równolegle do izobar (rys. 12).

W przypadku gdy izobary nie są liniami prostymi, lecz liniami krzywymi zamykającymi się, tworząc ośrodek wy-

żowy lub niżowy, wówczas powietrze przemieszczać się będzie również po torze krzywoliniowym i oprócz siły gradientu G i siły odchylającej A (Coriolisa, rys. 13) działać będzie na nie dodatkowa siła — tzw. siła odśrodkowa



Rys. 12. Wiatr gradientowy w przypadku izobar prostoliniowych



Rys. 13. Działanie siły Coriolisa na cząstkę powietrza
G — siła gradientu, A — siła odchylająca, V — kierunek ruchu

C. Skierowana jest ona zawsze od środka układu barycznego (wyżu, niżu) wzdłuż promienia krzywizny toru. Siłę tę przedstawić możemy w postaci wzoru

$$C = \frac{V^2}{r}$$

gdzie:
V — prędkość wiatru,
r — promień krzywizny izobar.

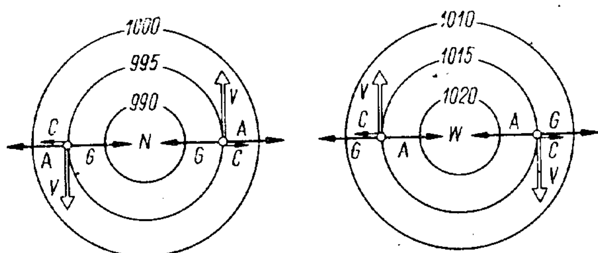
Rozpatrzymy obecnie działanie tych trzech sił na kierunek wiatru wiejącego w niżu i wyżu (rys. 14).

W ośrodku niżowym siła gradientu barycznego skierowana jest zawsze od skraju niżu ku jego środkowi. Pozostałe dwie siły (siła odchylająca i odśrodkowa) skierowane są od środka na zewnątrz niżu. Podczas ruchu po-

wietrza w ośrodku niżowym spełnione jest zawsze równanie:

$$G = A + C$$

Z kolei w ośrodku wyżowym siła gradientu barycznego działa zawsze od środka ku peryferiom wyżu. Na zewnątrz



Rys. 14. Wiatr gradientowy w niżu i wyżu

skierowana jest także siła odśrodkowa, a siła odchylająca — ku środkowi układu wyżowego. Z omówienia tego wynika, że w wyżu

$$A = G + C$$

skąd

$$G = A - C$$

Dzięki działaniu tych sił wiatr gradientowy wieje wzdłuż izobar, przy czym w wyżu wieje on zgodnie z ruchem wskazówek zegara, a w niżu w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Wiatr gradientowy wiejący wzdłuż izobar prostoliniowych nazwano wiatrem geostroficznym, a podobny wiatr wiejący wzdłuż izobar okrągłych nazwano wiatrem geocyklostroficznym.

Zbieżność i rozbieżność wiatrów jest bardzo istotnym zagadnieniem dla lotnictwa. Okazało się bowiem, że zbieżność i rozbieżność linii prądów (albo, co na jedno wychodzi — izobar) w środkowej troposferze (700 ÷ 500 mb) związane są ze zmianami ciśnienia na poziomie morza. Otóż gdy w wymienionej warstwie troposfery linie prądów wykazują zbieżność, wówczas przy powierzchni ziemi w tym samym obszarze obserwuje się wzrost ciśnienia, a w przypadku rozbieżności — jego spadek.

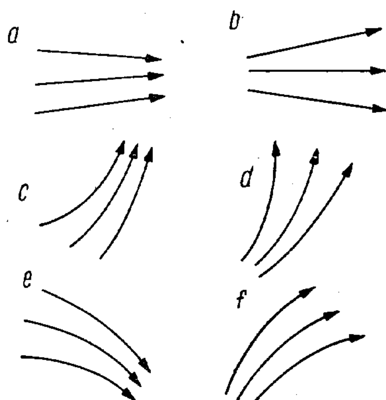
W dolnej troposferze, w obszarze konwergencji (zbieżności), powietrze stara się unosić do góry i dlatego w tych obszarach rozwijają się prądy wstępujące prowadzące do rozwoju chmur Cu i Cb. W obszarach dywergencji (rozbieżności) rozwijają się prądy opadające, prowadzące do zanikania chmur.

Oczywiście, chcąc znaleźć obszary zbieżności linii prą-

dów w wyższych warstwach atmosfery dysponować musimy mapą, z naniesionymi interesującymi nas danymi uzyskanymi podczas wzlotu radiosondażowego. Mapy takie nazwano mapami górnymi lub mapami topografii barycznej.

Często używanym w meteorologii pojęciem jest „linia prądu". Linie prądów służą do scharakteryzowania rozkładu prądów powietrza w atmosferze w określonym czasie. Mając naniesione na mapie synoptycznej dane dotyczące wiatru możemy przeprowadzić na niej linie, które będą w dowolnym punkcie styczne do wektora wiatru. Linie takie nazwano liniami prądów. Są one bardzo pomocne przy charakteryzowaniu warunków wiatrowych tak przy powierzchni ziemi, jak i w wyższych warstwach atmosfery. Od warunków tych bowiem zależy w dużym stopniu powstawanie chmur opadu, turbulencji itp.

Na rysunku 15 przedstawiono podstawowe formy linii prądów. W przypadku *a* linie prądów układają się w postaci linii prostych zbieżnych w kierunku ruchu powietrza; mówimy wówczas o zbieżności lub konwergencji linii prądów. W przypadku *b* linie te są też prostymi,



Rys. 15. Kształty linii prądów

lecz rozchodzącymi się w kierunku przemieszczania się powietrza; w takim przypadku mówimy o obecności konwergencji lub rozbieżności linii prądów.

Na rysunku 15*c* przedstawiono zbieżność cyklonalnie zakrzywionych linii prądów, a na rysunku 15*d* — rozbieżność wywołaną cyklonalnym zakrzywieniem linii prądów, na rysunku 15*e* — rozbieżność antycyklonalnie zakrzywionych linii prądów, a na rysunku 15*f* — zbieżność antycyklonalnie zakrzywionych linii prądów.

MAPY POGODY

Mapy pogody dzielą się na mapy dolne, na które nanosi się aktualny stan pogody na danym obszarze, oraz mapy górne, na które nanosi się informacje o ciśnieniu, temperaturze i wietrze na większych wysokościach.

Na podstawie map górnych można przewidywać zmiany pogody zachodzące w dolnych warstwach atmosfery.

Mapy dolne

Wyniki spostrzeżeń meteorologicznych dokonywanych na sieci stacji synoptycznych przekazywane są w formie zakodowanej do Centralnego Biura Prognoz i tam, po ich rozszyfrowaniu, nanoszone na mapę. Przekazywanie wszystkich danych odbywa się za pomocą specjalnego klucza — tzw. klucza synoptycznego składającego się z kilku grup cyfrowych.

0	1	2	3	4	5
YYGG	*IIiii*	*Nddfmfm*	*VVwwW*	*PPPTT*	$N_hC_LhC_MC_H$
6	7				
T_dT_dapp	*(7RRTeTe)*				

Klucz ten składa się w zasadzie z 10 grup cyfrowych, lecz ponieważ nie zawsze korzysta się przy zestawianiu map pogody ze wszystkich danych, podano tu tylko 7 najważniejszych grup, które zawsze nanosi się na mapę.

W wyżej podanym kluczu poszczególne litery oznaczają:

YY — dzień miesiąca,
GG — godzinę,
II — rejon (Polska ma nr 12),
iii — numer stacji,
N — ogólne zachmurzenie,
dd — kierunek wiatru,
fmfm — prędkość wiatru,
VV — widzialność pozioma,
ww — pogoda w czasie obserwacji bądź o ostatniej godzinie przed obserwacją,
W — pogoda między obserwacjami,
PPP — ciśnienie atmosferyczne,
TT — temperatura powietrza,
N_h — wielkość zachmurzenia na danej wysokości,
C_L — chmury niskie,
h — wysokość chmur piętra dolnego,
C_M — chmury średnie,
C_H — chmury wysokie,
T_dT_d — temperatura punktu rosy,
a — charakterystyka tendencji barycznej,

pp — wartość tendencji barycznej,
7 — cyfra rozpoznawcza siódmej grupy,
RR — wartość opadu za ostatnie 12 godzin,
TeTe — temperatura ekstremalna (minimalna o godz. 06.00, maksymalna o godz. 18.00).

Po rozszyfrowaniu depeszy treść jej nanosi się na mapę za pomocą symboli umownych i cyfr. Symbole te i cyfry umieszcza się według przyjętego schematu wokół danej stacji meteorologicznej (rys. 16). Symbole, jakie nanosi się na mapę podano w tablicy symboli synoptycznych (tabl. 1; w podwójnych ramkach — znaki czerwone).

T_e T_e	C_H	
T T	C_M	ppp
W W	(N)	ppa
V V	C_L N_h	W
T_d T_d	h	RR

Rys. 16. Schemat rozmieszczenia elementów meteorologicznych wokół stacji na mapie synoptycznej

Załóżmy, że do Biura Prognoz przekazana została następująca depesza synoptyczna:
12250, 83605, 96717, 02669, 8742X, 70722, 79777.

Podczas rozszyfrowywania depeszy okaże się, że obserwacja ta była dokonana w Polsce (rejon 12) na stacji Toruń 250. W chwili dokonywania obserwacji na stacji panowała następująca pogoda (rys. 17).

−27		
−19		0,26
*		22
96	---	*
−20	300	0,1

Rys. 17. Naniesiona depesza ze stacji Toruń

Ogólne zachmurzenie wynosiło 8/8 (całkowite pokrycie nieba), kierunek wiatru — północny o prędkości 5 m/s. Widzialność pozioma wynosiła 4 km, w czasie obserwacji padał słaby śnieg, poprzednio padał także śnieg. Ciśnie-

Tablica 1

WW	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
00										
10										
20										
30										
40										
50										
60										
70										
80										
90										

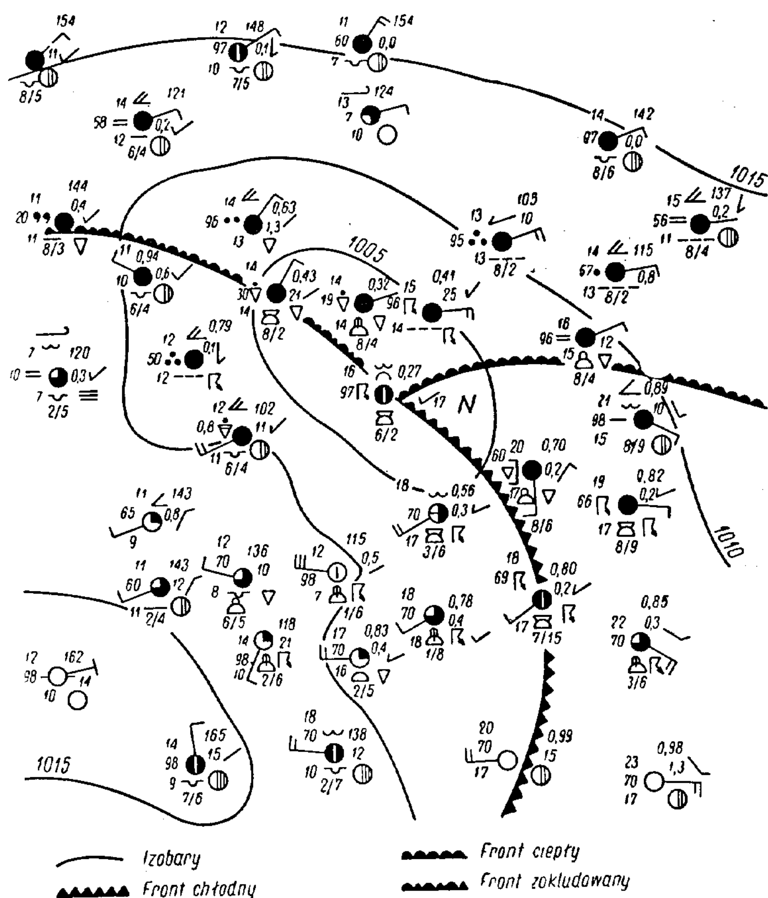
W	N	C_L	C_M	C_H	C	a	
							0
							1
							2
							3
							4
							5
							6
							7
							8
							9

nie na stacji wynosi 1002,6 mb, a temperatura —19°C (gdy temperatura jest niższa od 0°C, wówczas do jej wartości dodajemy 50, a przy rozszyfrowaniu odejmujemy 50 i przed różnicą stawiamy znak minus). Wielkość zachmurzenia przez chmury, których wysokość podano, wynosi 8/8. Na niebie występowały chmury Fractostratus na poziomie 300 m.

Obok chmur średnich występowały chmury warstwowe deszczowe (Nimbostratus). Chmur wysokich nie było widać. Temperatura punktu rosy wynosi —20°C (70—50 = = —20°C). W ciągu ostatnich trzech godzin obserwowano nierównomierny spadek ciśnienia wynoszący 2,2 mb. Wysokość opadu, jaki spadł w ciągu ostatnich 12 godzin wynosi 0,1 mm, a temperatura minimalna —27°C (77 — — 50 = —27°C).

Jak wygląda mapa z naniesionymi symbolami, przedstawiono na rysunku 18, a po analizie — na rysunku 19.

Rys. 18. Wycinek mapy synoptycznej z nasienionymi danymi — nieprzeanalizowany



Rys. 19. Wycinek mapy z rys. 18 po analizie

Po naniesieniu w ten sposób wszystkich danych meteorologicznych na mapę pogody, synoptyk przystępuje do tak zwanej analizy mapy pogody. Czynność tę można podzielić na trzy etapy.

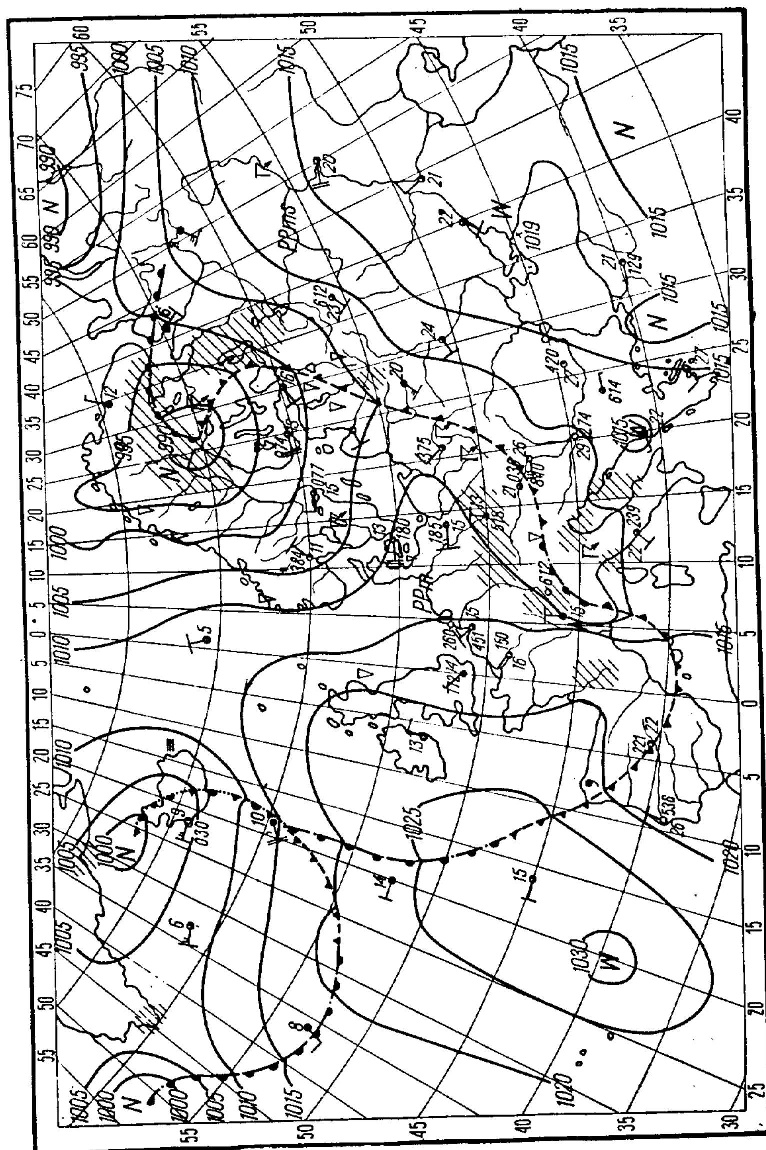
Etap pierwszy polega na dokładnym zapoznaniu się z rozkładem poszczególnych elementów meteorologicznych na całej mapie pogody. Po zorientowaniu się co do przestrzennego ich rozmieszczenia synoptyk przystępuje do następnego, drugiego etapu analizy. W czasie tej czynności synoptyk wykreśla linie jednakowych wartości ciśnienia (izobary). Kreśląc je, musi on uwzględnić także kierunek i prędkość wiatru, bowiem każdej systematycznej zmianie kierunku wiatru odpowiada określona zmiana

przebiegu izobary. Od synoptyka wymaga się dużego doświadczenia, gdyż każdą zmianę kierunku wiatru musi on dokładnie przeanalizować i rozpoznać, czy jest to tylko lokalna zmiana kierunku (np. czy wiatry te są uwarunkowane rzeźbą terenu), czy też są one wynikiem rzeczywistego rozkładu ciśnienia. Przebieg izobar musi być płynny; nie może wykazywać nagłych załamań, które nie są związane z obecnością frontu. Pewne zaburzenia w przebiegu izobar mogą występować lokalnie nad obszarami wysokich gór. Dlatego też nad obszarami górskimi izobary kreśli się nie w postaci linii ciągłej, lecz wężykowato. Kreśląc izobary synoptyk uzyskuje również wgląd w rozkład ośrodków wyżowych i niżowych nad analizowanym obszarem.

Ośrodki niżowe oznacza się na mapie literą *N*, a ośrodki wyżowe literą *W*. Po określeniu położenia ośrodków barycznych synoptyk przechodzi do trzeciego etapu analizy — do zaznaczenia frontów atmosferycznych. Przystępując do lokalizacji frontów trzeba przeanalizować rozkład następujących elementów: zachmurzenie, strefy opadu i ich charakter, skręt wiatru, przebieg izobar, charakter i tendencję baryczną, temperaturę. Bardzo pomocne są tutaj także mapy górne i diagramy aerologiczne oraz poprzednio wykreślone mapy pogody. Porównując poprzednie mapy z ostatnio wykreśloną synoptyk otrzymuje historię rozwoju danej sytuacji meteorologicznej. Pewien pogląd na rozwój sytuacji meteorologicznej otrzymamy przyglądając się dokładnie trzem kolejnym mapkom synoptycznym z dni 8, 9 i 10 czerwca 1967 r.

Zaczniemy od mapki z dnia 8.VI.67 r. (rys. 20). W dniu tym Europa północna znajduje się pod wpływem niżów, których centra zlokalizowane są — jeden na zachód od Grenlandii (1000 mb), drugi w okolicy Islandii (999 mb), trzeci, najbardziej rozległy, w okolicach Zatoki Botnickiej (987 mb) i nad północnym Uralem (990 mb).

Europa zachodnia znajduje się pod wpływem wyżu azorskiego (1030 mb). Polska zaś znajduje się w zatoce niskiego ciśnienia związanej z niżem nad Zatoką Botnicką. Wzdłuż zatoki ciągnie się front chłodny, rozgraniczający świeże masy powietrza polarnego od starych mas powietrza polarnego. Frontowi temu towarzyszą burze i opady przelotne. Nad obszarem Europy południowej front ulega zafalowaniu, dając początek nowemu niżowi.



Rys. 20. Mapa pogody z dnia 8.VI.1967 r.

Przebieg pogody w Polsce

Zachmurzenie duże z większymi przejaśnieniami i opadami deszczu. Na południu kraju notowano liczne burze i ulewy. Temperatura minimalna wahała się od 9°C w Świnoujściu do

18°C w Nowym Sączu i Mielcu, a maksymalna od 14°C w Ustce do 27°C w Przemyślu. Wiatry umiarkowane zachodnie i północne.

W następnym dniu (rys. 21) rozmieszczenie ośrodków barycznych uległo pewnej zmianie. Tak oto niż, który poprzedniego dnia zalegał na zachód od Grenlandii, pogłębił się (992 mb) i przemieścił się bardziej ku wschodowi, a ośrodek znad Islandii wypełniając się (1003 mb), przesunął się ku wybrzeżom Norwegii.

Na wschód przemieścił się również ośrodek znad Zatoki Botnickiej. Ku północnemu wschodowi przesunął się też i wyż azorski, którego klin sięga aż po Białoruś. Zafalowanie zaś nad obszarem północnych Włoch dało początek samodzielnemu niżowi (1007 mb). Front chłodny odsunął się na wschód i cały obszar Polski znalazł się w zasięgu świeżych mas powietrza polarno-morskiego.

Przebieg pogody w Polsce

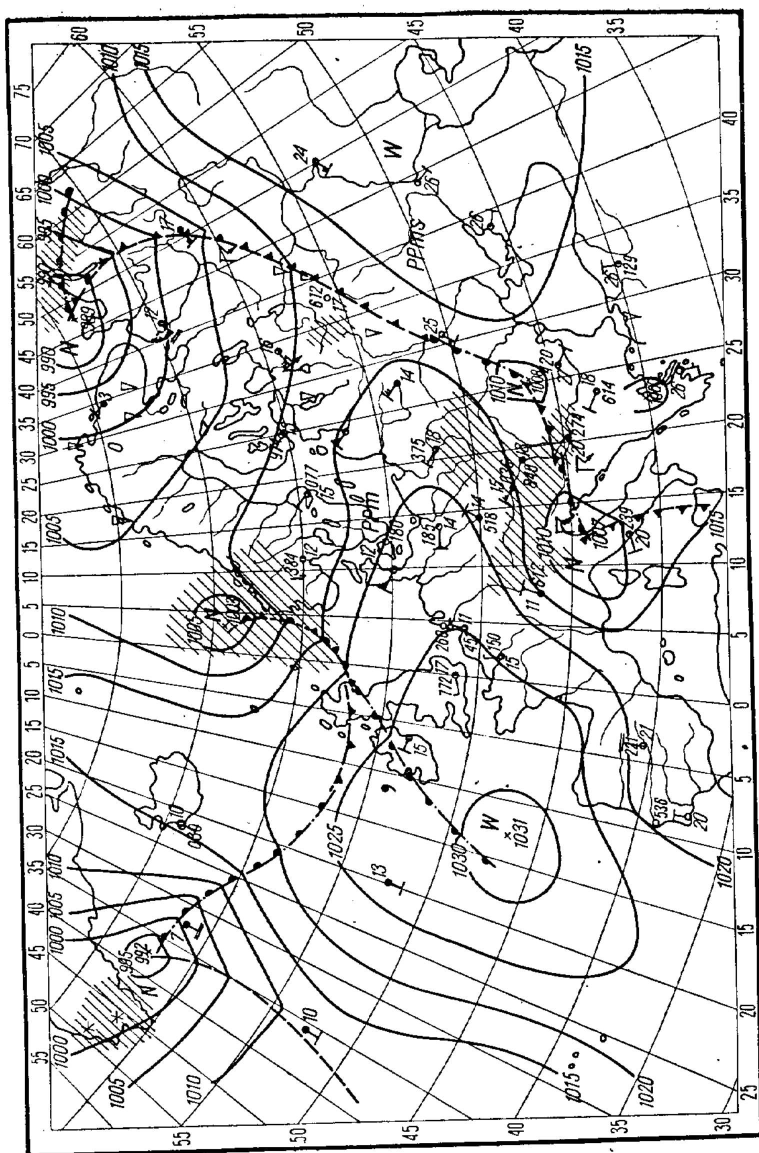
Zachmurzenie umiarkowane, w południowo-wschodniej części kraju — duże i miejscami opady. Temperatura minimalna wahała się od 5°C w Chojnicach i Bydgoszczy do 14°C w Lesku, a maksymalna od 12°C w Aleksandrowicach do 20°C w Ostrołęce, Białymstoku i Płocku. Wiatry umiarkowane z kierunków północnych i północno-zachodnich.

Przyglądając się mapce z 10.VI. (rys. 22) stwierdzamy dalszą zmianę sytuacji synoptycznej nad Europą; ośrodek wyżowy przemieścił się nad Islandią, a nad Skandynawią powstały trzy lokalne ośrodki niskiego ciśnienia. Pozostałe ośrodki uległy szybkiemu wypełnieniu i nie zaznaczają się już tak wyraźnie.

Nad obszarem Polski można wyróżnić w tym dniu trzy rodzaje mas powietrza: na południowym wschodzie występują masy powietrza polarno-kontynentalnego, w środku Polski — stare masy powietrza polarno-morskiego, a na północnym zachodzie — świeże masy powietrza polarno-morskiego. Poza tym na obszarze Polski zalegają jeszcze dwa różne fronty, a mianowicie na południowym wschodzie zalega front ciepły, a na północnym zachodzie — front zokludowany.

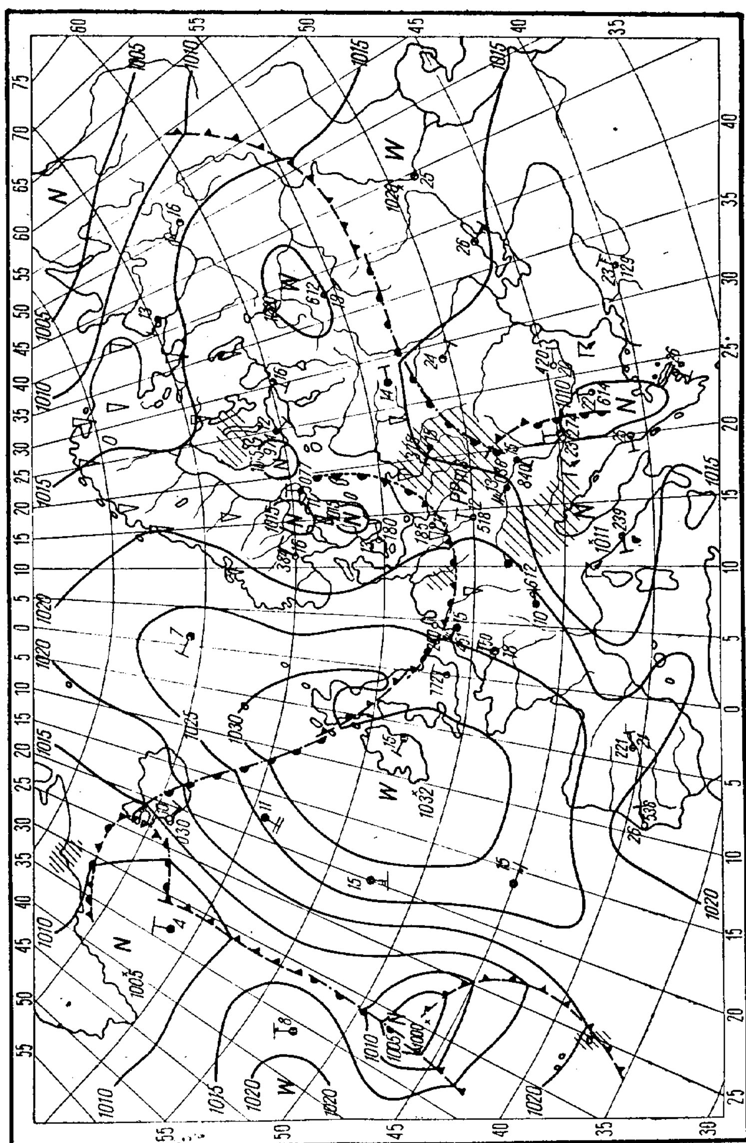
Przebieg pogody w Polsce

W południowo-wschodniej połowie kraju było zachmurzenie całkowite z opadami deszczu i lokalnymi burzami, tylko rano występowały lokalne rozpogodzenia. Na pozostałym obszarze było zachmurzenie duże z większymi przejaśnieniami i miejscami notowano opady, przeważnie przelotne. Temperatura



Rys. 21. Mapa pogody z dnia 9.VI.1967 r.

minimalna wahała się od 4°C w Bydgoszczy i Chojnicach do 13°C w Radomiu i Lublinie, a maksymalna od 11°C na krańcach południowo-zachodnich do 19°C w Suwałkach, Ostrołęce, Zamościu i Przemyślu. Wiatry były słabe i umiarkowane zmienne, przeważnie z kierunków północnych.



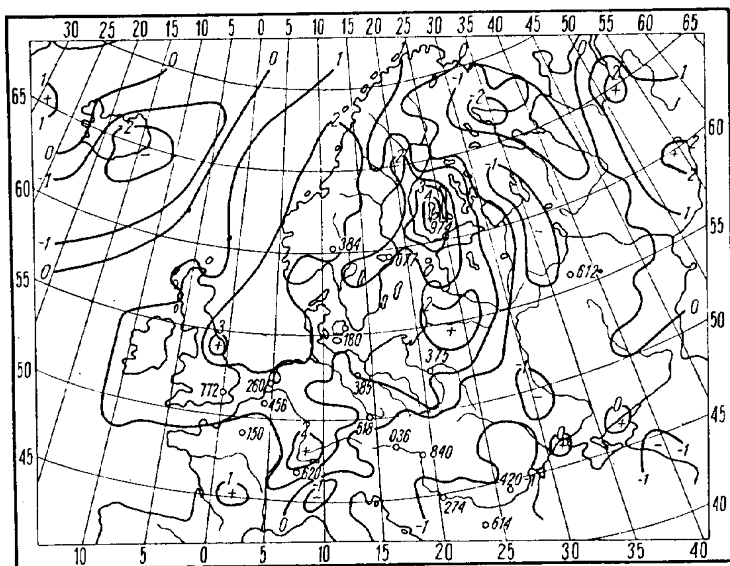
Rys. 22. Mapa pogody z dnia 10.VI.1967 r.

Przemieszczanie się ośrodków barycznych

W praktyce synoptycznej stosuje się kilka metod określania przyszłego kierunku przemieszczania się ośrodków barycznych. Tutaj omówimy tylko jedną z nich, a mianowicie metodę izalobar.

W meteorologii zmianę ciśnienia, jaka nastąpiła w ciągu ostatnich trzech godzin, nazwano tendencją baryczną. Linie łączące na mapie synoptycznej punkty o jednakowych wartościach tendencji barycznej nazwano izalobarami. Kreśli się je co 1 mb. Gradient izalobaryczny jest prostopadły do izalobary i odwrotnie proporcjonalny do odległości między izalobarami.

Izalobary informują synoptyka, w jakim kierunku będą się przemieszczały ośrodki baryczne (wyże, niże). Ogólnie można powiedzieć, że niż będzie się zawsze przemieszczać w kierunku ujemnych wartości izalobar, a wyż — w kierunku wartości wzrastających. Mapy izalobar są przedstawione na rysunkach 23, 24 i 25. W oparciu o nie rozpatrzmy rozkład tendencji barycznych nad Europą i porównajmy je z rozkładem ciśnienia na powierzchni ziemi.

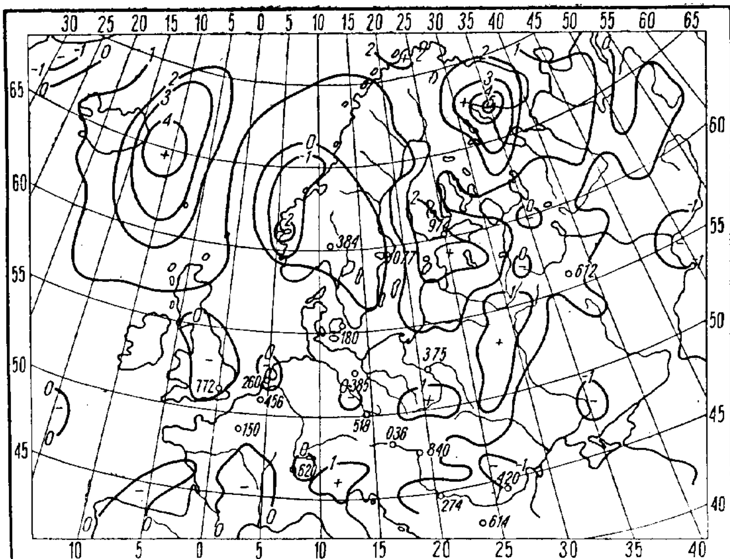


Rys. 23. Mapa tendencji ciśnienia z dnia 8.VI.1967 r.

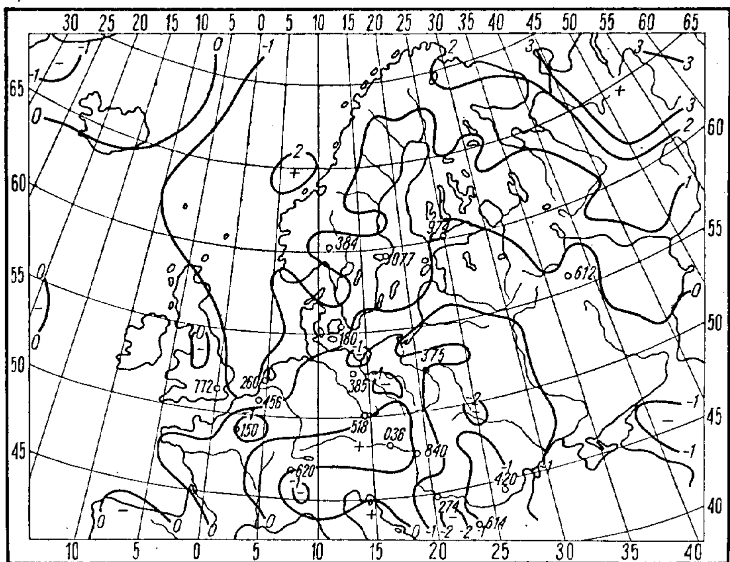
Zaczniemy od mapy izalobar z dnia 8.VI. Przyglądając się jej widzimy, że izalobary mogą być dodatnie (+) i ujemne (—). Znak plus oznacza, że w ciągu ostatnich trzech godzin ciśnienie w danym obszarze wzrosło o wartość, jaką opisano daną izalobarę. Znak minus wskazuje, że ciśnienie spada w danym miejscu.

Przy analizie mapy pogody z dnia 8.VI. oraz porównaniu jej z mapą izalobar z tego samego dnia, zwraca uwa-

gę obecność obszarów o silnych wzrostach (nad Finlandią) i spadkach ciśnienia (nad Morzem Białym). Oznacza to, że na tyle niżu ciśnienie szybko wzrasta (4 mb/3 h), a na



Rys. 24. Mapa tendencji ciśnienia z dnia 9.VI.1967 r.



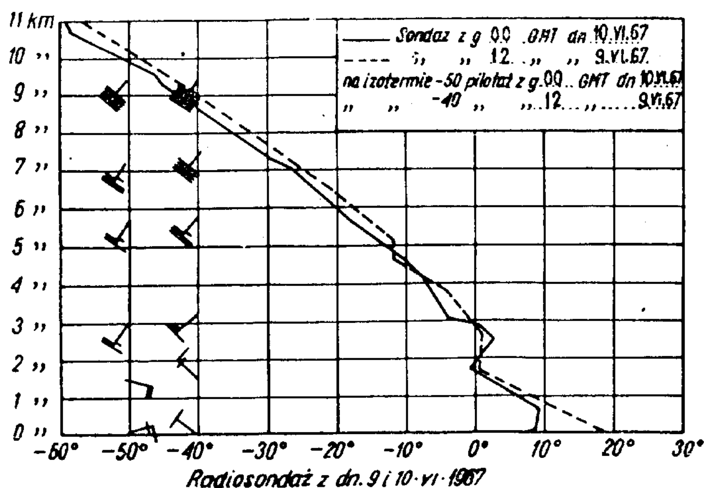
Rys. 25. Mapa tendencji ciśnienia z dnia 10.VI.1967 r.

przodzie spada i dlatego ośrodek niżowy powinien przemieścić się nad Morze Białe.

Na mapie pogody z dnia 9.VI. stwierdzamy, że ośrodek niżowy przemieścił się rzeczywiście w danym kierunku. Tego samego dnia (9.VI.) nad omawianym obszarem obserwujemy znowu silne wzrosty ciśnienia (5 mb/3 h) mówiące nam o tym, że zalegający tam niż stopniowo wypełniając się, powinien przemieścić się dalej ku północnemu wschodowi.

Znajomość procesów meteorologicznych zachodzących przy powierzchni ziemi nie wystarcza jeszcze synoptykowi do celów prognozy pogody. Musi on jeszcze wiedzieć, co się dzieje w wyższych warstwach atmosfery. Dane o temperaturze, ciśnieniu, wilgotności i wietrze wyższych warstw atmosfery dostarczają wzloty radiosondażowe. Na podstawie tych danych wykreśla się pionowy rozkład wspomnianych elementów meteorologicznych.

Dla przykładu przytoczono tu wyniki radiosondażu w obserwatorium aerologicznym PIHM w Legionowie k. Warszawy w dniach 9.VI o godzinie 12.00 i 10.VI o godzinie 00 GMT *) (rys. 26).



Rys. 26. Radiosondaż z dnia 9 i 10.VI.1967 r.

Na rysunku przedstawiono przebieg temperatury do wysokości 11 km, a wiatru do wysokości 9 km. Przyglądając się pionowemu profilowi temperatury zauważamy, że w dniu 9.VI.67 o godzinie 12.00 GMT temperatura przy po-

*) GMT — Greenwich Mean Time — czas mierzony wg południka zerowego.

wierzchni ziemi wynosiła 18°C i wraz z wysokością do poziomu 1800 m, spada dosyć szybko, osiągając na wspomnianym poziomie wartość 0,5°C. Średni pionowy gradient temperatury wynosi więc prawie 1°C/100 m. Począwszy od 1800 m do 2600 m zaznacza się słaba inwersja osiadania. W warstwie inwersyjnej temperatura wzrasta o 1°C. Od 2600 m temperatura ponownie spada aż do poziomu 4600 m, od którego aż do 5200 m występuje izotermia; powyżej izotermii temperatura spada ponownie.

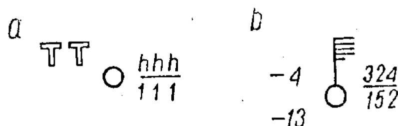
W dniu 10.VI.67 zaznacza się przy powierzchni ziemi wyraźna inwersja radiacyjna (noc była pogodna i bezwietrzna). Sięga ona do wysokości 600 m. Powyżej tego poziomu temperatura spada aż do wysokości 1800 m. Od 1800 m do 2500 m występuje nadal inwersja osiadania. W warstwie inwersyjnej temperatura wzrasta o 3,5°C, czyli znacznie intensywniej niż poprzedniego dnia w południe. Wiatr w warstwie do 3 km wieje w dniu 9.VI z NW, a w dniu 10.VI z NE skręcając na poziomie 3 km na SW, a jego prędkość wzrasta z wysokością bardzo wyraźnie.

Do celów prognostycznych kreśli się jeszcze mapy górne, zwane także mapami topografii barycznej.

Mapy górne — mapy topografii barycznej (*TB*)

W poprzednim podrozdziale omówiliśmy sposób konstruowania dolnych map pogody (synoptycznych), na podstawie których możemy określić położenie ośrodków barycznych, występowanie mas powietrza i frontów atmosferycznych oraz warunki pogodowe panujące na określonym obszarze lub w dowolnym punkcie. Z map tych nie uzyskamy jednak żadnych informacji o warunkach meteorologicznych panujących w wyższych warstwach troposfery. Aby uzyskać pewien wgląd w to, co się dzieje na pewnej wysokości nad powierzchnią ziemi, konstruuje się tzw. mapy topografii barycznej.

Mapy te kreśli się dwa razy na dobę — w południe i nocą. Do ich wykreślenia korzysta się z danych aerologicznych otrzymanych ze wzlotów radiosondażowych. Sposób nanoszenia danych na mapy górne przedstawiono na rysunku 27, gdzie *TT* oznacza wartość temperatury, $T_d T_d$



Rys. 27. Rozmieszczenie znaków na mapie górnej
a — symbole, *b* — przykład liczbowy

— temperaturę punktu rosy, *hhh* — wysokość zalegania określonej powierzchni izobarycznej, *rrr* — grubość warstwy.

Za pomocą tych map przedstawia się przede wszystkim pole baryczne, czyli rozkład ciśnienia na różnych poziomach. Stosuje się przy tym tzw. metodę topografii powierzchni izobarycznych (krótko — topografii barycznej). Mapy topografii barycznej wykreśla się zwykle dla głównych powierzchni izobarycznych, tj. dla 1000, 850, 700, 500, 300 i 100 mb.

Powierzchnia izobaryczna w mb	Średnia wysokość w km	Skrót
1000	powierzchnia ziemi	—
850	1,5	*TB* 850
700	3,0	*TB* 700
500	5,5	*TB* 500
300	9,0	*TB* 300
100	16,0	*TB* 100

Wysokość zalegania powierzchni izobarycznych, czyli powierzchnie o jednakowym ciśnieniu, podaje się nie w metrach geometrycznych, lecz w tzw. metrach geopotencjalnych. (Potencjał siły przyciągania — czyli geopotencjał — jest pracą, jaką należy wykonać, aby podnieść jednostkę masy nad poziom morza na określoną wysokość). Aby obliczyć wartość geopotencjału, trzeba znać siłę przyciągania. Siła ta na równoleżniku 45° wynosi 9,806 m/s².

Jak wiemy, wartość wykonanej pracy mierzy się w ergach, które są jednostkami bardzo małymi. Erg jest pracą, którą wykonuje siła równa 1 dynie na drodze 1 cm. Za jednostkę geopotencjału przyjęto pracę 100 000 erg/g i nazwano ją metrem dynamicznym (m dyn.). Innymi słowy, metr dynamiczny jest to praca, jaką należy wykonać przy podniesieniu masy 1 g na wysokość 1 m.

Na równoleżniku 45° praca ta wynosi około 0,98 m dyn. Wynika stąd, że 1 m geometryczny odpowiada wartości geopotencjału rzędu 0,98 m dyn., czyli 1 m dyn. odpowiada różnicy wysokości 0,02 m.

Przedstawianie zmian ciśnienia atmosferycznego wraz z wysokością w jednostkach geopotencjału upraszcza znacznie obliczenia, ponieważ w takim przypadku do wykreślenia pola ciśnienia wystarczy mieć dane o temperaturze i ciśnieniu dla określonego poziomu. Dla dokładniejszych obliczeń różnica 0,02 m między metrem geome-

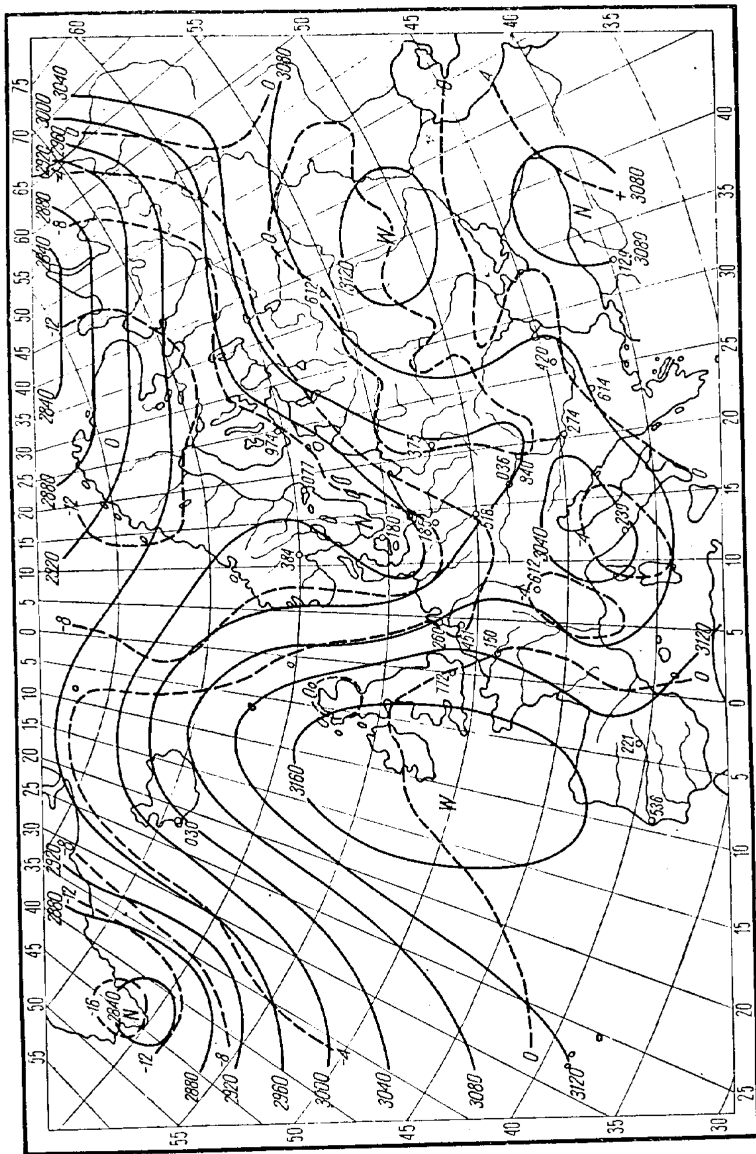
trycznym i dynamicznym okazała się jednak dosyć istotna i dlatego do celów meteorologii przyjęto nową jednostkę do określania wysokości, bardziej zbliżoną do metra geometrycznego, i nazwano ją metrem geopotencjalnym. Różnica między 1 metrem geometrycznym i 1 metrem geopotencjalnym wynosi tylko $3 \div 4$ m na 1000 m wysokości i zależy od odchylenia siły przyciągania od wartości 9,8 m/s.

Do tej pory nie powiedzieliśmy jednak nic o wykreślaniu map górnych. Jak już wiemy, na dolnych mapach synoptycznych za pomocą linii ciągłych łączących punkty o jednakowym ciśnieniu (izobary) otrzymaliśmy rozkład ciśnienia przy powierzchni ziemi. Na mapach górnych nie łączymy punktów o równych wartościach ciśnienia, lecz punkty o jednakowych wysokościach zalegania określonego ciśnienia, np. 850 czy 700 mb. Załóżmy, że chcemy otrzymać mapę powierzchni izobarycznej (jednakowego ciśnienia) 700 mb. W takim przypadku nanosimy na mapę synoptyczną (na stacji aerologicznej) wysokość w metrach geopotencjalnych, na której panuje interesujące nas ciśnienie. Przykład mapy topografii barycznej 700 mb przedstawiono na rysunku 28.

Z uwagi na to, że na mapy te nanosimy bezwzględną wysokość zalegania danej powierzchni izobarycznej nad poziom morza, nazwano je mapami topografii bezwzględnej (*TB*).

Mapę bezwzględnej topografii barycznej interpretować można w podobny sposób, w jaki interpretujemy topograficzną mapę warstwicową, z tą różnicą, że na mapie warstwicowej poszczególne warstwice łączą nam punkty położone na jednakowej wysokości nad poziomem morza, zaś na mapie bezwzględnej topografii barycznej wykreślone na niej izohipsy, tzn. linie jednakowych wysokości, łączą punkty o jednakowej wysokości zalegania określonej powierzchni izobarycznej, np. 700, 500 mb itd. W celu lepszego zobrazowania wykreślmy na mapie TB_{700} z dnia 10.VI.67 profil powierzchni 700 mb wzdłuż 50 równoleżnika (od $\lambda = 30°W$ do $\lambda = 50°E$). Postępujemy przy tym w podobny sposób, jak gdybyśmy chcieli wykreślić profil jakiegoś odcinka na mapie warstwicowej. W wyniku otrzymamy obraz zilustrowany rysunkiem 29.

Widać z niego, że najwyższa wartość izohipsy 700 mb przypada na długość geograficzną 10°W, a najniższa na 17°E. Gdy spojrzymy teraz na dolną mapę synoptyczną z dnia 10.VI.67 stwierdzimy, że na długości 10°W zalega

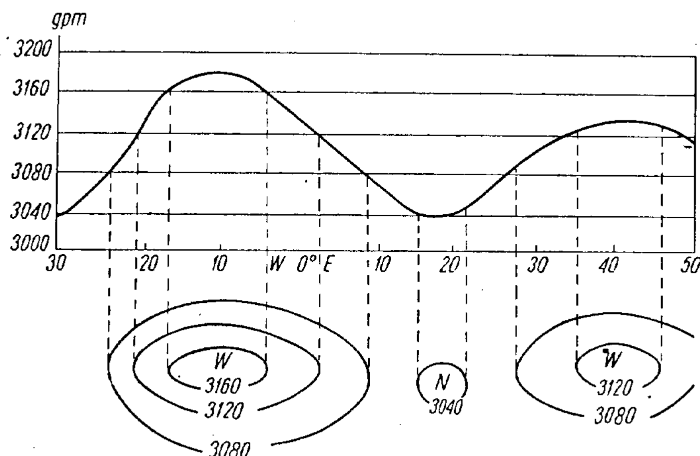


Rys. 28. Mapa topografii bezwzględnej z dnia 10.VI.1967 r.

obszar wysokiego ciśnienia, a na długości 17°E — niskiego ciśnienia. Wyciągnąć możemy stąd wniosek, że tam, gdzie występują najwyższe wartości izohips zalega wyż, a w miejscu najniższych wartości — niż. W celu lepszego zobrazowania tego, co powiedzieliśmy wyżej, zrzutujmy wysokość zalegania izohipsy 700 mb na powierzchnię po-

ziomą. W wyniku tego rzutowania otrzymamy podobny obraz rozmieszczenia ośrodków barycznych, jak to ma miejsce na mapie TB_{700} z dnia 10.VI.67 (12.00 GMT).

Z mapy topografii bezwzględnej wynika, że w obszarach obniżonego ciśnienia (w niżach) ciśnienie na każ-



Rys. 29. Przekrój pionowy (u góry) i mapa topografii bezwzględnej (na dole skonstruowane na podstawie mapy TB_{700} z dnia 10.VI.1967 r.; przekrój wykonany wzdłuż 50°N na odcinku 30°W — 50°E

dym poziomie jest najniższe w jego środku, a wzrasta ku jego peryferiom. Ponieważ ciśnienie spada zawsze ze wzrostem wysokości, dlatego powierzchnie izobaryczne w niżu wyginają się ku dołowi opadając od skraju niżu ku jego środkowi. Powoduje to, że na mapie topografii bezwzględnej w środku niżu mamy zawsze najniższe wartości izohips. Od środka ku peryferiom niżu wartości izohips wzrastają.

W przypadku ośrodków wyżowych obserwujemy odwrotną zależność, to znaczy że na każdym poziomie w środku wyżu panuje najwyższe ciśnienie. Z tego powodu powierzchnie izobaryczne wyginają się ku górze, a na mapie topografii bezwzględnej w środku wyżu izohipsy mają najwyższe wartości.

Po wykreśleniu izohips (co 4 lub 8 dekametrów geopotencjalnych) ośrodki niżowe oznacza się literą N, a ośrodki wyżowe literą W.

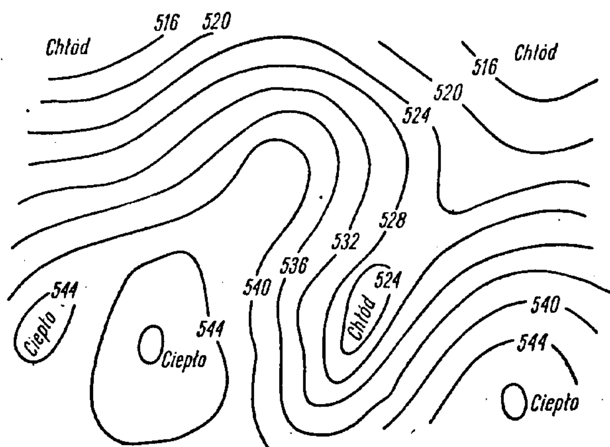
Pomiędzy izohipsami wykreślonymi na mapie topografii bezwzględnej a wiatrem na poziomie danej powierzchni izobarycznej istnieje taka sama zależność, jak pomiędzy izobarami na mapie dolnej a wiatrem gradientowym. Wiatr na określonej powierzchni izobarycznej wieje rów-

nolegle do izohips, przy czym patrząc w kierunku wiatru, spadek wysokości powierzchni izobarycznych następuje ze strony prawej ku lewej. Wiatr wzmaga swą prędkość w tych miejscach, w których (podobnie jak w przypadku izobar) dochodzi do zagęszczenia izohips, słabnie tam, gdzie izohipsy przebiegają w większej od siebie odległości.

Mapy topografii względnej (*TW*)

Na mapę topografii względnej nanosi się różnice wysokości zalegania jednej powierzchni izobarycznej nad drugą. W praktyce meteorologicznej kreśli się najczęściej wysokość zalegania powierzchni 500 mb nad powierzchnią 1000 mb. Mapę taką oznaczamy symbolem TW^{500}_{1000} (czytaj — 500 nad 1000). Takie wysokości nazywają się wysokościami względnymi, a wykreślone na nich izohipsy — izohipsami względnymi.

Względna wysokość jednej powierzchni izobarycznej nad drugą zależy od średniej temperatury warstwy powietrza między obu powierzchniami izobarycznymi. Dlatego analizując taką mapę można orientować się w rozkładzie średnich temperatur między dwoma powierzchniami. Im większa jest względna wysokość, tym wyższa jest średnia temperatura danej warstwy powietrza. Dlatego też mapy topografii względnej mówią nam o rozkła-



Rys. 30. Obszar ciepła i zimna na mapie topograficznej względnej 500 ÷ 1000 mb

dzie temperatury w atmosferze (rys. 30). Mapy tego rodzaju kreśli się raz na 12 lub 24 godzin, przy czym względne izohipsy kreśli się co 4 geopotencjalne deka-

metry *) (gp dkm). Tam gdzie występują najniższe wartości względnych izohips, wpisuje się słowo „chłód", a w miejscach gdzie wartości te są duże, wpisuje się słowo „ciepło". Tym samym mając do dyspozycji mapę *TW* łatwo można wskazać miejsce, w którym występują w górze chłodne lub ciepłe masy powietrza.

Rozdział 2

DIAGRAM AEROLOGICZNY

Pionowa budowa atmosfery określa w dużym stopniu charakter i intensywność pionowych ruchów powietrza, od których z kolei zależą procesy prowadzące do powstania chmur i opadów. Środkiem, który umożliwia przeprowadzenie analizy pionowej budowy atmosfery, są tak zwane diagramy aerologiczne. Za ich pomocą określić można również pionowe ruchy powietrza zachodzące w atmosferze.

Ogólnie wyróżnia się trzy rodzaje pionowych ruchów w atmosferze:

1) ruchy uporządkowane,
2) ruchy częściowo uporządkowane,
3) ruchy nieuporządkowane (chaotyczne).

Pionowe ruchy uporządkowane obejmują duże masy powietrza, a siła ich jest niewielka — rzędu kilku cm/min.

Pionowe ruchy częściowo uporządkowane powstają w wyniku ruchów konwekcyjnych, których rozmiary dochodzą tak w kierunku pionowym, jak i poziomym od 1 do 10 km, a prędkości pionowe wahają się od 1 do 10 m/s, dochodząc w chmurach burzowych do kilkudziesięciu m/s.

Pionowe ruchy nieuporządkowane charakteryzuje znaczna turbulencja. Stanowią ją drobne wiry o osi poziomej, których rozmiary whają się w granicach 1÷100 m. Tego rodzaju ruchy pionowe nazywa się konwekcją dynamiczną. Średnie prędkości tych ruchów dochodzą do kilku m/s.

Rozpatrzymy tutaj tylko ruchy uporządkowane, gdyż one to stanowią głównie obiekt zaintersowania szybowników. Ruchy uporządkowane zależą od stanu atmosfery, tj. od rozkładu temperatury wraz z wysokością i od wilgot-

*) dekametr = 10 metrów geopotencjalnych.

ości bezwzględnej. Zależność tę określa się za pomocą ojęcia pionowej równowagi atmosfery.

W meteorologii wyróżnia się trzy rodzaje równowagi: tałą, obojętną i chwiejną *) (tabl. 2).

Tablica 2

odzaje równowag w zależności od pionowego gradientu temperatury

γ	$\gamma<\gamma'_a$ ($\gamma\leqslant\gamma_a$)	$\gamma=\gamma'_a$ ($\gamma<\gamma_a$)	$\gamma'_a<\gamma<\gamma_a$	$\gamma=\gamma_a$ ($\gamma>\gamma'_a$)	($\gamma>\gamma_a$) ($\gamma\gg\gamma'_a$)
			równowaga		
owietrze nienasycone parą wodną	stała	stała	stała	obojętna	chwiejna
owietrze nasycone parą wodną	stała	obojętna	chwiejna	chwiejna	chwiejna
gólna charakterystyka	stała (dla każdego powietrza)	wilgotno-obojętna	wilgotno-chwiejna	sucho-obojętna	chwiejna (dla każdego powietrza)

a — sucho-adiabatyczny pionowy gradient temperatury = 1°/100,
'a — wilgotno-adiabatyczny pionowy gradient temperatury = 0,6/100 m.

Diagram aerologiczny jest specjalnym wykresem, za pomocą którego opracowuje się dane ze wzlotów aerologicznych.

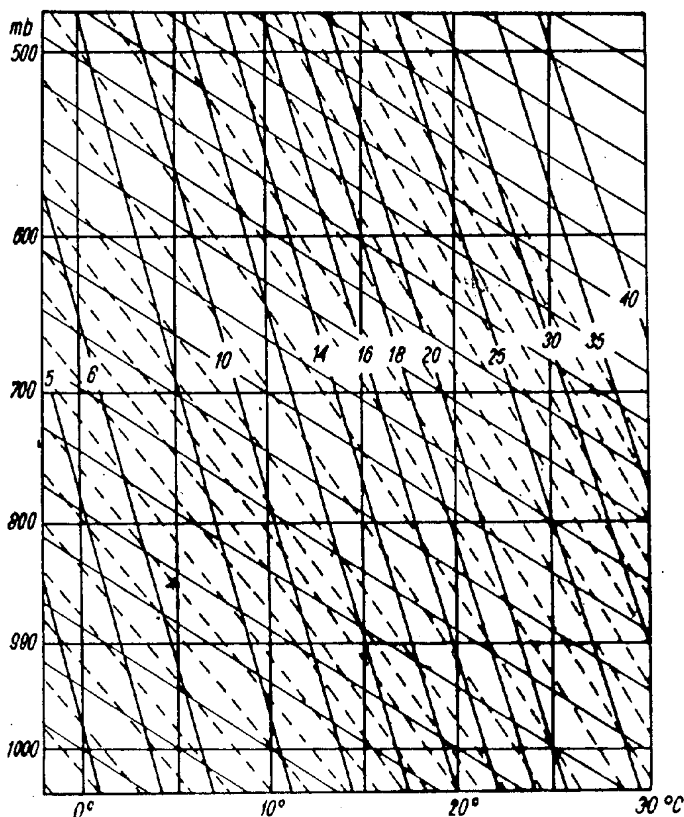
Współrzędną poziomą diagramu jest temperatura powietrza. Wartości temperatury opisane są co 5°C oraz w skali bezwzględnej. Każdej pionowej linii odpowiada określona wartość temperatury i dlatego linie pionowe można nazwać izotermami diagramu aerologicznego.

Linie poziome przedstawiają wartości ciśnienia, przy czym skala ciśnienia jest skalą logarytmiczną. Odstępy między poszczególnymi poziomymi liniami charakteryzującymi ciśnienie rosną ku górze w stronę spadku ciśnienia.

Oprócz tych linii prostych (pionowych i poziomych) na diagramie naniesionych jest wiele innych linii, jak np.: adiabaty suche — żółte linie pochylone, adiabaty wilgotne — pochylone przerywane linie niebieskie, oraz linie charakteryzujące wilgotność bezwzględną dla powietrza wilgotnego nazwane izogramami — linie niebieskie ciągłe

*) Patrz M. Schmidt „Meteorologia lotnicza", seria „Szkolenie Szybowcowe". WKŁ, Warszawa 1967.

Schemat diagramu wykreślony w kolorze czarnym przedstawiono na rysunku 31.



Rys. 31. Wycinek diagramu aerologicznego

Linie poziome przedstawiają poziomy o jednakowym ciśnieniu, linie pionowe — izotermy, linie nachylone pod kątem 45° — suche adiabaty, linie kreskowane — adiabaty wilgotne, linie ciągłe lekko nachylone, opisane cyframi — izogramy

Suche adiabaty przedstawiają zmianę temperatury powietrza podczas jego wznoszenia się. Obliczone zostały one dla powietrza suchego i stąd ich nazwa. Na diagramie przedstawiają one linie proste równoległe do siebie. Wilgotne adiabaty podnoszą się do góry bardziej stromo niż adiabaty suche. Bardziej stromo podnoszą się one w dolnej swej części, a więc w przypadku wysokich temperatur. Przy niskich temperaturach oba rodzaje adiabat przebiegają względem siebie prawie równolegle. Uwarunkowane jest to tym, że gradient wilgotno-adiabatyczny w wysokich temperaturach jest znacznie mniejszy od gra-

dientu suchoadiabatycznego. Wraz ze spadkiem temperatury gradient wilgotno-adiabatyczny wzrasta stopniowo i zbliża się do sucho-adiabatycznego (1°/100 m). Im większa jest wartość gradientu wilgotno-adiabatycznego, tzn. im szybszy jest spadek temperatury powietrza wilgotnego, tym silniej adiabata wilgotna powinna odchylać się w lewo.

Linie jednakowych wartości wilgotności bezwzględnej (izogramy) przedstawione są na diagramie w postaci linii prostych biegnących bardzo stromo ku górze. Linie te opisane są cyframi podającymi wartość maksymalnej prężności (*Sm*). Wartości ich rosną ku prawej stronie diagramu — a więc w stronę rosnących temperatur.

Za pomocą diagramów aerologicznych meteorolog jest w stanie obliczyć i określić różne charakterystyki stanu atmosfery — w tym również stany równowagi atmosfery.

OKREŚLENIE RODZAJU RÓWNOWAGI

W celu określenia rodzaju równowagi atmosfery dysponować musimy wzlotem sondażowym (meteorograf), albo wzlotem radiosondażowym. Po opracowaniu wzlotu aerologicznego nanosi się na diagram wartości temperatury jako funkcji ciśnienia.

Po naniesieniu otrzymujemy krzywą, która reprezentuje faktyczny rozkład temperatury w atmosferze. Krzywa taka nazywa się w meteorologii **krzywą stratyfikacji.** Mając ją naniesioną na diagramie analizujemy jej położenie względem obu rodzajów adiabat.

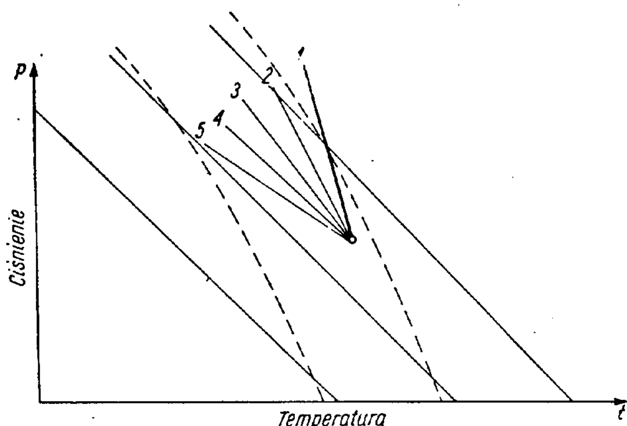
W przypadku gdy $\gamma > \gamma_a$, czyli gdy rzeczywisty pionowy gradient temperatury jest większy od gradientu sucho-adiabatycznego, wówczas krzywa stratyfikacji powinna odchylać się w lewo w miarę wzrostu wysokości i to szybciej niż adiabata sucha. Jeżeli zaś $\gamma < \gamma_a$, to krzywa stratyfikacji odchyla się ze wzrostem wysokości w prawo od suchej adiabaty. To samo można również powiedzieć o położeniu krzywej stratyfikacji względem adiabat wilgotnych (to jest gdy $\gamma > \gamma_a'$ i $\gamma < \gamma_a'$).

W przypadku gdy $\gamma = \gamma_a$, to część krzywej stratyfikacji przebiega równolegle do suchej adiabaty, a w przypadku gdy $\gamma < \gamma_a'$ — równolegle do wilgotnej adiabaty.

Zależności te pokazano w sposób uproszczony na rysunku 32. Wynikają z niego następujące wnioski:

— w przypadku równowagi stałej krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu wysokości odchyla się w prawo od adiabaty wilgotnej,

— w przypadku równowagi wilgotno-adiabatycznej krzywa stratyfikacji przebiega równolegle z adiabatą wilgotną,
— przy równowadze wilgotno-chwiejnej krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu wysokości odchyla się w prawo od suchej adiabaty i w lewo od adiabaty wilgotnej,



Rys. 32. Graficzne określenie równowagi pionowej
1 — stała, 2 — wilgotno-obojętna, 3 — wilgotno-chwiejna, 4 — sucho-obojętna, 5 — chwiejna

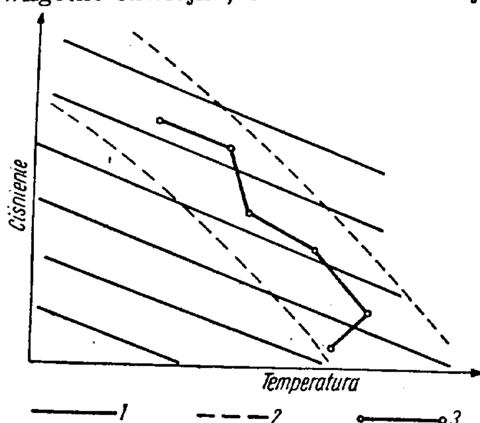
— w przypadku zaś równowagi sucho-obojętnej krzywa stratyfikacji przebiega równolegle do adiabat suchych,
— przy równowadze chwiejnej krzywa stratyfikacji w miarę wzrostu wysokości odchyla się w lewo od adiabaty suchej.

Szczególnie wyraźnie zaznacza się równowaga stała w dwóch przypadkach, a mianowicie gdy temperatura nie zmienia się wraz z wysokością (izotermia) i w przypadku, gdy temperatura rośnie wraz z wysokością (inwersja). Przebieg krzywej stratyfikacji zależy od pionowego gradientu temperatury.

Krzywą stratyfikacji konstruuje się w oparciu o wzlot aerologiczny. Wartości temperatury uzyskane na różnych wysokościach zaznacza się punktami na diagramie, a następnie łączy się je liniami prostymi uzyskując na diagramie linię łamaną przedstawiającą pionowy rozkład temperatury wraz z wysokością. Po naniesieniu krzywej stratyfikacji na diagram przystępuje się do jej analizy. Zadaniem tej analizy jest określenie rodzaju równowagi, określenie warstwy inwersyjnej, izotermicznej oraz

warstw wyróżniających się małymi wartościami pionowego gradientu temperatury.

Na rysunku 33 przedstawiono krzywą stratyfikacji naniesioną na diagram aerologiczny. Każdy z odcinków tej krzywej charakteryzuje różne stany równowagi: poczynając od dołu — równowaga stała (inwersja!) wilgotno-obojętna, wilgotno-chwiejna, stała i sucho-obojętna.



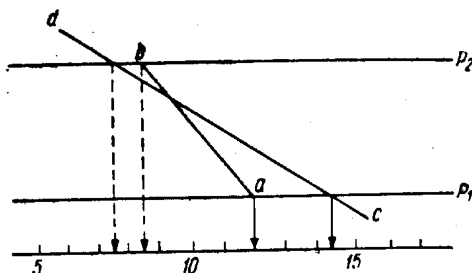
Rys. 33. Krzywa stratyfikacji
1 — adiabata sucha, 2 — adiabata wilgotna, 3 — krzywa stratyfikacji

Na podstawie krzywej stratyfikacji można określić pionowy gradient temperatury

$$\gamma = \frac{t_1 - t_2}{z_2 - z_1}$$

gdzie:
t_1, t_2 — temperatura,
t_1, t_2 — wysokość.

Temperaturę t_1 i t_2 można określić z diagramu aerologicznego rzutując pionowo wartość temperatury z krzywej w dół — z jednego poziomu (z_1) do drugiego (z_2).

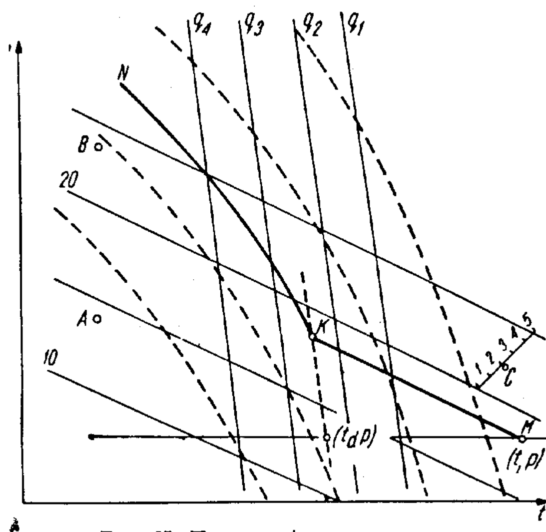


Rys. 34. Określenie różnicy wysokości na diagramie aerologicznym
p_1, p_2 — powierzchnie izobaryczne, *cd* — adiabata sucha, *ab* — krzywa stratyfikacji

Różnicę wysokości $z_1 - z_2$ można określić za pomocą suchych adiabat, bowiem przy sucho-diabatycznym wznoszeniu się powietrza temperatura spada o 1°/100 m. Biorąc więc odcinek (rys. 34) najbliższej suchej adiabaty cd między tymi samymi izobarami p_1 i p_2, na których leżą krańce krzywej stratyfikacji ab określamy temperatury na krańcach rozpatrywanego odcinka krzywej. Różnice tych temperatur dają nam różnicę wysokości $z_2 - z_1$ wyrażoną w setkach metrów. Z naszego przykładu otrzymujemy

$$\gamma = \frac{12{,}0 - 8{,}5}{14{,}4 - 7{,}4} = \frac{3{,}5}{7{,}0} = 0{,}50°/100 \text{ m}$$

Krzywa stanu (rys. 35) charakteryzuje zmiany temperatury wywołane adiabatycznym wznoszeniem (lub opadaniem) powietrza. W przypadku gdyby wznosiło się do



Rys. 35. Krzywa stanu

MKN — krzywa stanu, q_1, q_2, q_3, q_4 — izogramy, *K* — punkt kondensacji

góry absolutnie suche powietrze, to krzywą stanu dla niego będzie adiabata sucha, przechodząca przez punkt charakteryzujący początkowy stan danej masy powietrza. Punkt ten (*M*) znajdować się będzie tuż nad powierzchnią ziemi; znajdujemy go w miejscu przecięcia się izobary p z izotermą t. Począwszy od tego punktu należałoby przeprowadzić linię równoległą do adiabat suchych.

Jeżeli wznoszące się adiabatycznie powietrze jest nasycone parą wodną, to krzywą stanu dla tego powietrza

będzie adiabata wilgotna przechodząca również przez punkt K wyznaczony przez przecięcie się ciśnienia i temperatury (p, t). Prowadzimy ją następnie ku górze w ten sposób, aby przebiegała cały czas wzdłuż adiabaty wilgotnej albo równolegle do sąsiednich adiabat wilgotnych.

Najczęściej jednak powietrze w dolnych warstwach nie jest nasycone parą wodną — choć zawiera w sobie pewną jej ilość. W takim przypadku powietrze aż do osiągnięcia poziomu kondensacji wznosi się sucho-adiabatycznie. Po przekroczeniu zaś tego poziomu dalsze wznoszenie się powietrza odbywa się już wilgotno-adiabatycznie. Wówczas krzywa stanu składa się z dwóch części:

a) dolnej — przebiegającej po adiabacie suchej,

b) górnej — przebiegającej wzdłuż adiabaty wilgotnej.

Granicą między nimi jest punkt kondensacji K, który w atmosferze odpowiada poziomowi kondensacji.

Wyznaczanie punktu kondensacji. Metodę wyznaczania punktu (poziomu) kondensacji przedstawiono na rysunku 35. Najpierw należy znaleźć punkt wyjściowy t, p, a następnie określić temperaturę punktu rosy t_d przy tym samym ciśnieniu, czyli znaleźć punkt o współrzędnych t_d, p.

Następnie z pierwszego punktu (o współrzędnych t, p), oznaczonego literą M, prowadzimy suchą adiabatę aż do chwili przecięcia się jej z linią wilgotności właściwej (izogramą) przechodzącą przez punkt t_d, p. Punkt wyznaczony przez przecięcie się tych dwóch linii K — wyznacza nam punkt (poziom) kondensacji. Powyżej tego punktu krzywa stanu będzie przebiegała dalej wzdłuż adiabaty wilgotnej. Mając wyznaczony punkt kondensacji łatwo jest znaleźć ciśnienie i temperaturę na poziomie kondensacji i tym samym określić wysokość poziomu kondensacji (Z_k).

Nie dysponując danymi aerologicznymi wysokość poziomu kondensacji można obliczyć stosując wzór Ferella: $Z_k = 122\,(t - t_d)$ gdzie: t — temperatura powietrza, t_d — temperatura punktu rosy.

Wyznaczanie poziomu konwekcji. Wysokość tego poziomu określić można łatwo stosując wzór

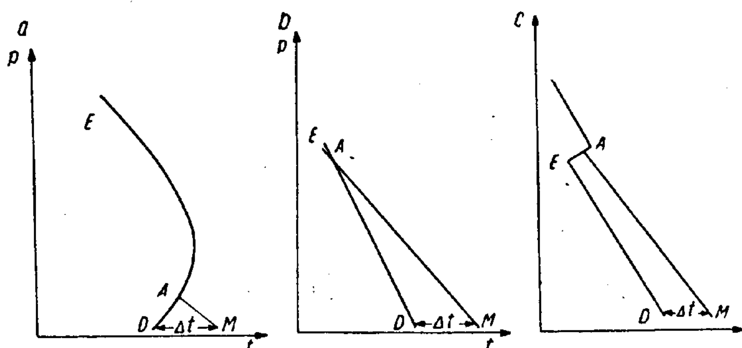
$$Z_k = \frac{\Delta t}{1 - \gamma} \cdot 100 \text{ m}$$

gdzie Δt — różnica temperatury między powietrzem wznoszącym się a otaczającym.

W przypadku gdy $\gamma < 1°/100$ m, wówczas przy wznoszeniu sucho-adiabatycznym różnica ta będzie malała o $(1 - \gamma)°/100$ m wysokości, a na poziomie konwekcji

będzie ona równa zeru. Stosując ten wzór otrzymuje się wartości przybliżone, gdyż wartość γ zmienia się z wysokością.

Dokładniejsze dane uzyskuje się posługując się diagramem aerologicznym. Zakładając określoną wartość na Δt oznacza się punkt temperatury przegrzanej porcji powietrza i od niego prowadzi się suchą adiabatę aż do przecięcia się z krzywą stratyfikacji. W miejscu przecięcia się tych linii otrzymuje się poziom występowania konwekcji sucho-adiabatycznej. Na rysunku 36*a*, *b*, *c* przedstawiono przykłady, w których stała jest wartość Δt, a różna jest krzywa stratyfikacji, w związku z czym otrzymujemy różne wysokości poziomu konwekcji. W pierwszym przypadku (*a*) inwersja powoduje, że poziom konwekcji jest bardzo niski. W przypadku drugim (*b*), przedstawiającym nam



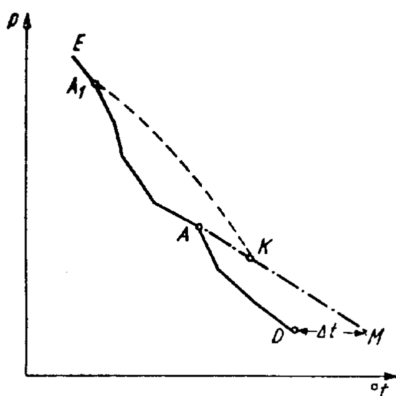
Rys. 36. Określanie poziomu konwekcji „suchej"

DE — krzywa stratyfikacji, *MA* — krzywa stanu Δt — różnica między temperaturą pewnej objętości powietrza przy powierzchni ziemi a powietrza otaczającego

stan równowagi wilgotno-chwiejnej, poziom konwekcji położony jest znacznie wyżej, a w ostatnim przypadku (*c*) dopóty, dopóki istnieje równowaga sucho-obojętna różnica temperatur Δt utrzymuje się przez długi czas i spada do zera dopiero w warstwie inwersyjnej. Ten ostatni przykład obrazuje nam przypadek, w którym inwersja wyznacza granicę zasięgu prądów konwekcyjnych.

Jeżeli wznosząca się cząsteczka powietrza przed osiągnięciem poziomu konwekcji sucho-adiabatycznej osiągnie poziom kondensacji — to dalsze jej wznoszenie odbywać się będzie już po adiabacie wilgotnej. Poziom konwekcji wilgotno-adiabatycznej leży znacznie wyżej od poziomu konwekcji sucho-adiabatycznej. Metodę określania poziomu konwekcji wilgotno-adiabatycznej przedstawiono na

rysunku 37. Na rysunku tym K oznacza poziom kondensacji wznoszącej się (przegrzanej) porcji powietrza (temperaturę punktu rosy przyjęto równą temperaturze punktu rosy przy powierzchni ziemi). Gdyby poziom ten leżał wyżej, wówczas poziom konwekcji sucho-adiabatycznej określony byłby punktem A. W naszym zaś przypadku różnica temperatury między powietrzem wznoszącym się a otaczającym przyjmuje wartość zero w punkcie A' wyznaczając poziom konwekcji wilgotno-adiabatycznej.



Rys. 37. Określanie poziomu konwekcji „wilgotnej"
DE — krzywa stratyfikacji, *MKA* i *MKA₁* — krzywe stanu

ENERGIA CHWIEJNOŚCI

Jeśli pionowa stratyfikacja w grubej warstwie powietrza wskazuje na obecność równowagi chwiejnej, to znaczy że w warstwie tej istnieją warunki sprzyjające rozwojowi prądów pionowych. Oznacza to, że przy przemieszczaniu pewnej porcji powietrza ku górze w przypadku równowagi chwiejnej powstaje siła, która wykonuje pracę mechaniczną wyrażającą się we wzroście prędkości pionowej w omawianej porcji powietrza; przyrost tej prędkości wyrazić można wzorem:

$$E = M\frac{\omega_2^2 - \omega_1^2}{2}$$

gdzie:

M — masa powietrza,

ω_1 i ω_2 — początkowa i końcowa wartość prędkości prądów pionowych.

Z fizyki jednak wiadomo, że energia nie może powstać z niczego i nie może zanikać, lecz przechodzi jedynie z jednej formy w drugą. Na tej podstawie możemy założyć, że atmosfera (lub dowolna jej warstwa) będąca w stanie równowagi chwiejnej ma pewien zapas energii potencjalnej, który może przekształcić się w energię kinetyczną prądów pionowych. Energię tę nazwano w meteorologii energią chwiejności.

W przypadku zaś gdy w atmosferze panuje równowaga stała i dojdzie w niej pod wpływem sił zewnętrznych do rozwoju prądu wstępującego, to prąd ten ulegnie szybkiemu zahamowaniu. Zmniejszy się przy tym jego energia kinetyczna przechodząc w energię potencjalną. W takim przypadku powiada się, że atmosfera (warstwa) ma ujemną energię chwiejności.

Źródłem energii kinetycznej może być również warstwa o równowadze wilgotno-chwiejnej przy założeniu, że przez warstwę tę przebija się powietrze nasycone parą wodną. Ten rodzaj energii chwiejności nazwano energią wilgotno-chwiejną. Jest to najczęściej w atmosferze spotykany rodzaj energii chwiejności.

Wyznaczanie pionowej energii chwiejności. Do wyznaczenia pionowej energii chwiejności W potrzebny jest tzw. diagram energetyczny, na który nanosi się krzywą stratyfikacji i krzywą stanu. Takim diagramem może być np. diagram Stüvego zmodyfikowany przez P.P. Demiańczuka na diagram energetyczny (typowym diagramem energetycznym jest tzw. emagram). Za pomocą takiego diagramu można wyznaczyć pionową energię chwiejności powietrza na jednostkę masy. W tym celu wykorzystuje się zależność wyrażającą pionową energię chwiejności powietrza W za pomocą różnicy geopotencjałów. Należy teraz wyjaśnić, co oznacza pojęcie geopotencjał.

Położenie dowolnego punktu w atmosferze ziemskiej można wyznaczyć przez określenie odległości danego punktu od średniego poziomu morza albo przez wyznaczenie potencjału siły ciężkości, czyli geopotencjału. W pierwszym przypadku odległość tę wyraża się w metrach, a w drugim — w jednostkach pracy na jednostkę masy.

Geopotencjał w punkcie położonym na wysokości z nad poziomem morza jest energią potencjalną jednostki masy znajdującej się w tym punkcie. Energia ta równa jest pracy, jaką należy wykonać przeciw sile ciężkości podnosząc jednostkę masy od poziomu morza (gdzie potencjał przyjmujemy równy zeru) na wysokość z.

Jednostką geopotencjału jest potencjał jednostki masy podniesionej na jednostkę wysokości w polu o jednakowej sile ciężkości, czyli cm^2/s^2. Wartość geopotencjału równą 10^5 jednostek potencjału cgs Bjerknes nazwał metrem dynamicznym (m dyn.). Metr dynamiczny ma zatem wymiar L^2/T^2.

Zbiór punktów w przestrzeni, których potencjały mają tę samą wartość, nazwano powierzchnią ekwipotencjalną. Pionowa odległość między dwiema powierzchniami ekwipotencjalnymi (o jednakowym potencjale), dla których różnica geopotencjału wynosi 1 metr dynamiczny, równa się $\frac{10^5}{g}$ cm.

Gdy pominiemy zależność g od szerokości geograficznej i wysokości nad poziom morza i założymy, że $g = 981$ cm/s², wtedy szukana różnica wysokości wyniesie $10^5/981$ cm = 1,02 m. Tym samym więc jednemu metrowi dynamicznemu odpowiada 1,02 m geometrycznego.

Poprzednio powiedzieliśmy, że pionową energię chwiejności W wyznaczyć można za pomocą różnicy geopotencjału, wyrażonej następującym wzorem:

$$W = (\bar{\Phi}-\bar{\Phi}_0)\,(\Phi-\Phi_0)$$

gdzie:

$(\bar{\Phi}-\bar{\Phi}_0)$ — różnica geopotencjału w metrach dynamicznych w temperaturze średniej między dwoma dowolnymi izobarami na krzywej stanu,

$(\Phi-\Phi_0)$ — różnica geopotencjału w metrach dynamicznych w temperaturze średniej między tymi samymi izobarami na krzywej stratyfikacji.

Z podanego wzoru wynika, że do obliczenia pionowej energii chwiejności na jednostkę masy niezbędne jest dokładne wyznaczenie różnicy geopotencjału. Wymaganie to jest spełnione na diagramie P. Demiańczuka. W wyniku obliczeń W otrzymuje się stosunkowo dużą wartość. W praktyce okazało się, że rzeczywiste prędkości prądów wstępujących stanowią jedynie ¼ wartości obliczonych. Dlatego też, aby otrzymać przybliżoną wartość prędkości prądów wstępujących, należy wielkość obliczoną pomnożyć przez 0,25. Sposób obliczania prądów pionowych przedstawiono schematycznie na tablicy 3.

Przykład obliczania prędkości prądów wstępujących

Do poglądowego przedstawienia obliczania prądów wstępujących wykorzystano wzlot samolotowy z meteoro-

grafem wykonany podczas Szybowcowych Mistrzostw Polski w Lesznie w dniu 20.VI.1953 r. (przykład zaczerpnięty z pracy P. Demiańczuka pt. „Modyfikacja diagramu Stuvego").

Po opracowaniu meteorogramu otrzymano następujące zestawienie:

Ciśnienie [mb]	Temperatura [°C]	Wilgotność względna [%]	Temperatura wirtualna [°C]
1006	10,2	94	11,4
985	13,8	58	14,8
745	-4,2	80	-3,6
728	-4,7	68	-4,3
715	-3,2	47	-2,9
643	-5,8	23	-5,7

Przystępując do obliczania prędkości prądów wstępujących nanosi się najpierw na diagram punkty: ciśnienie — temperatura wirtualna (temperatura wirtualna jest to temperatura obliczeniowa powietrza suchego, którego gęstość jest równa gęstości powietrza wilgotnego). Do prognostycznego wyznaczania poziomu kondensacji bierze się (w tym przypadku) górny poziom inwersji radiacyjnej i wyznacza się dla niego temperaturę punktu rosy. Temperaturę punktu rosy znajduje się w następujący sposób: dla punktu np. (p, t_w) znajduje się na diagramie wartość maksymalnej wilgotności właściwej q_{max} odczytując ją na liniach przerywanych koloru sepia. Ponieważ rzeczywistą wilgotność właściwą q wyznacza się z iloczynu maksymalnej wilgotności właściwej i wilgotności względnej, $q = q_{max} \frac{r}{100}$, a więc przecięcie krzywej o tej wartości liczbowej z poziomem ciśnienia p [mb] daje temperaturę punktu rosy (odczytywaną na dolnej ramce diagramu).

W omawianym przypadku temperaturę punktu rosy wyznacza się w sposób następujący. Od temperatury na górnej granicy inwersji (14,8°C) wznosimy się pionowo ku górze po izotermie aż do przecięcia się jej z grubo zaznaczoną linią koloru sepia opisaną wartością 623 mb. Służy ona do odczytów prężności pary wodnej nasycającej przy danej temperaturze.

W omawianym przypadku w miejscu przecięcia się izotermy z grubą ciemną linią koloru sepia znajdujemy odpowiednią linię wilgotności właściwej. Jej wartość wyrażoną w g/kg stanowi maksymalną prężność pary wodnej w danej temperaturze wyrażoną w milibarach.

Na omawianym przykładzie maksymalna wartość prężności pary wodnej dla temperatury 14,8°C wynosi 16,8 mb. Iloczyn tej wartości i wartości wilgotności względnej $\frac{r}{100}$ stanowi wartość wilgotności właściwej (16,8 · · 0,58 = 9,7 mb). Od tej wartości schodzimy następnie po izotermie pionowo do dołu aż do poziomu inwersji i na skali poziomej (dolna ramka) odczytujemy wartość temperatury punktu rosy — w rozpatrywanym przypadku wynosi ona 6,6°C. Z punktu, w którym $p = 985$ mb i $t = 6,6°$ przesuwamy się następnie po krzywej rzeczywistej wilgotności właściwej aż do przecięcia z krzywą stratyfikacji. Tę ostatnią wyznacza nam na diagramie wykreślona gruba czarna linia łamana (ciągła). Przecięcie ma miejsce na poziomie 840 mb. Opuszczamy się następnie z tego poziomu po adiabacie suchej (ciągłe linie ukośne koloru zielonego) aż do poziomu pierwszego punktu ciśnienia — do temperatury wirtualnej, i na dolnej skali odczytujemy temperaturę 19,1°C. Temperatura ta mówi o tym, że jeżeli w ciągu dnia osiągnięta zostanie jej wartość, to wysokość podstaw chmur będzie na poziomie 840 mb, czyli 1471 m dyn.

W dolnej warstwie powietrza, do 500 m, co odpowiada średnio grubości warstwy rzędu 60 mb, temperatura ulega dużym zmianom.

Przyjmijmy w naszym przykładzie, że warstwa dużych zmian temperatury wynosi właśnie 60 mb, czyli 1006 — 946 = 60 mb. Zaznaczając na krzywej stratyfikacji punkt odpowiadający ciśnieniu 940 mb i łącząc go z prognostyczną maksymalną temperaturą 19,1°C, otrzymamy krzywą sondażu prognostycznego, która umożliwi określenie wartości prądów wstępujących w danym dniu. Krzywa ta pozwala na obliczenie energii chwiejności. Do punktu kondensacji na poziomie 840 mb powietrze będzie się wznosiło po adiabacie suchej, a powyżej poziomu kondensacji — po adiabacie wilgotnej.

Obliczenie prędkości prądów wstępujących w różnych warstwach powietrza. W warstwie 1006 — 1000 mb wartości geopotencjałów tak krzywej stanu, jak i krzywej stratyfikacji wynoszą 50 m dyn, a więc energia chwiejności równa się zeru. Ponieważ jest to warstwa cienka, nie powinna wywierać istotnego wpływu na rozwój prądów wstępujących.

W warstwie 1000 — 900 mb różnica geopotencjałów na krzywej stanu i na krzywej stratyfikacji wynosi 870 —

866 = 4 m dyn, czyli energia chwiejności na jednostkę masy wynosi $W = 40\ m^2/s^2$. Prędkość prądów pionowych oblicza się ze wzoru

$$\frac{1}{2} V^2 = 40$$

stąd

$$V = \sqrt{80} \approx 9\ m/s$$

Na poziomie ciśnienia 900 mb prędkość prądów wstępujących wynosi 9 m/s, a średnia ich prędkość w warstwie 1000 — 900 mb

$$V_s = \frac{0 + 9}{2} = 4{,}5\ m/s$$

Teraz należy obliczyć prędkość prądów wstępujących w warstwie od 900 mb do poziomu kondensacji (840 mb). W warstwie tej różnica geopotencjału na krzywej stanu i krzywej stratyfikacji dla głównych izobar 900 — 800 mb i średniej temperatury wirtualnej w warstwie 900 — 800 mb wynosi 12 m^2/s^2, czyli energia chwiejności na jednostkę masy na jej górnej granicy wynosi $W = 40 + 12 = 52\ m/s^2$, a prędkość prądów wstępujących osiąga wartość $V = \sqrt{104} \approx 10{,}2\ m/s$. Średnia zaś prędkość tych prądów w warstwie 900 — 840 mb wynosi

$$V_s = \frac{9 + 10{,}2}{2} = 9{,}6\ m/s$$

Zakładając że średnia prędkość opadania szybowców wynosi 1 m/s, to obliczona prędkość noszenia pod chmurami wyniesie

$$V_n = 9{,}6 - 1 = 8{,}6\ m/s$$

Po konfrontacji tych danych z danymi, jakie odczytywali na wariometrach szybownicy wykonując loty na wysokości 900 ÷ 1600 m (2,5 ÷ 5,0 m/s), okazało się, że średnie noszenia pomierzone wynosiły 25% wartości noszeń obliczonych. Chcąc więc określić rzeczywiste średnie noszenia należy obliczoną wartość przemnożyć przez 0,25.

W rozpatrywanym przykładzie otrzymamy więc

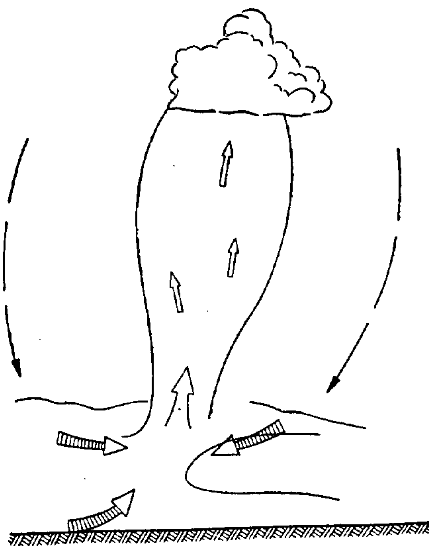
$$8{,}6 \cdot 0{,}25 = 2{,}15\ m/s$$

a więc wartość zbliżoną do tej, jaką notowali szybownicy.

KONWEKCJA I CHMURY KONWEKCYJNE

Ciepło od podłoża przekazywane jest do atmosfery przy powierzchni ziemi, w tzw. warstwie przygruntowej (mierzonej w cm), drogą molekularnego przewodnictwa. Ponieważ powietrze jest złym przewodnikiem ciepła, wyżej położone warstwy powietrza powinny się ogrzewać bardzo powoli. Następowałby wówczas bardzo silny spadek temperatury wraz z wysokością, czego praktycznie się nie stwierdza. Wynika stąd, że działa jakiś inny, bardzo istotny czynnik wpływający na przenoszenie się ciepła do wyższych warstw atmosfery i tym samym powodujący ich ogrzanie. Czynnikiem tym jest tzw. wymiana pionowa prowadząca do wymieszania się powietrza.

Mowa tu o prądach wstępujących i opadających, jakie rozwijają się w atmosferze w wyniku nierównomiernego nagrzewania się powietrza nad różnymi obszarami podłoża o różnych właściwościach fizycznych. Powietrze bardziej nagrzane staje się lżejsze i zaczyna unosić się do góry. Na miejsce unoszącego się powietrza napływa dołem powietrze otaczające, którego miejsce z kolei zajmuje powietrze opadające z wyższych warstw (rys. 38). O tym,

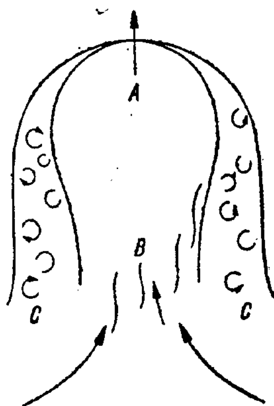


Rys. 38. Dopływ powietrza do obszaru, nad którym rozwijają się prądy wstępujące

że takie prądy występują w atmosferze, świadczy pojawianie się chmur kłębiastych typu Cumulus. Obecność tych prądów zdradzają także drgania powietrza; drgania te można zaobserwować szczególnie wyraźnie patrząc wzdłuż torów kolejowych: wydaje się wówczas, że tory przybierają kształt linii falistej.

Prądy te nazwane zostały konwekcją termiczną. Dzięki tym prądom dochodzi do przenoszenia ciepła do wyższych warstw atmosfery. Oczywiście, razem z wznoszącym się ciepłym powietrzem unosi się ku górze także i zawarta w nim para wodna. Jak już wiemy, z chwilą gdy wznoszące się powietrze osiągnie wysokość, na jakiej temperatura osiągnie wartość temperatury punktu rosy, wówczas dochodzi do kondensacji pary wodnej i do powstania chmur kłębiastych (konwekcyjnych).

W dni z zachmurzeniem konwekcyjnym w warstwie powietrza poniżej podstawy chmury na wszystkich poziomach od powierzchni ziemi do podstawy chmury występują oddzielne „pęcherze" przegrzanego powietrza, które unoszą się ku górze z prędkością rzędu 1 ÷ 2 m/s (rys. 39). W najniższej zaś warstwie obserwuje się drob-



Rys. 39. Schemat pęcherza termicznego

A — wznosząca się masa powietrza, *B* — ślad albo „ogon" pęcherza *C* — warstwa „erozji"

ne zawirowania, przemieszczające się bardzo chaotycznie — coraz to któreś z nich zanika, to znów powstają nowe (rys. 40), co powoduje, że ruch powietrza przy powierzchni ziemi jest wybitnie turbulencyjny. Pamiętać jednak trzeba o tym, że właśnie te małe chaotyczne zawirowania dają początek prądom wstępującym. Prądy te

można porównać z kominami fabrycznymi; różnią się tylko tym, że podstawy kominów termicznych są węższe na dole i stopniowo rozszerzają się wraz ze wzrostem wysokości.

Wzrost rozmiarów kominów spowodowany jest rozprężaniem się powietrza wznoszącego się ku górze (niższe



Rys. 40. Schemat rozwoju prądu konwekcyjnego z elementów turbulencji atmosferycznej

ciśnienie). Z procesem tym związany jest i spadek temperatury, w wyniku czego różnica temperatury między powietrzem wznoszącym się i opadającym maleje. W przypadku, gdy na poziomie 100 ÷ 200 m nad powierzchnią ziemi różnica ta wynosi 0,8 ÷ 1,5°C, to na wysokości 1200 m nie przekracza ona 0,2 ÷ 0,3°C.

Liczba kominów w warstwie poniżej podstawy chmur, szybkość ich powstawania i ich rozmiary zależą od: intensywności promieniowania słonecznego, charakteru podłoża oraz stanu równowagi atmosfery. Powstawanie kominów jest najintensywniejsze nad terenem o urozmaiconej rzeźbie i o różnorodnych właściwościach fizycznych (np. różnorodne albedo, wilgotność podłoża itp.). W związku z tym właśnie obserwuje się w piękne letnie dni tworzenie się całych szeregów Cumulusów wzdłuż wybrzeży morskich czy nad brzegami jezior i rzek.

Na podstawie licznych obserwacji stwierdzono, że na jednej i tej samej wysokości bezwzględnej rozmiary prądów termicznych nad zboczami i grzbietami są większe niż nad doliną. Intensywność konwekcji nad doliną na poziomie, na którym prądy wznoszące już zanikają, jest tego samego rzędu, jak intensywność ich w powietrzu przylegającym do powierzchni zboczy górskich na pozio-

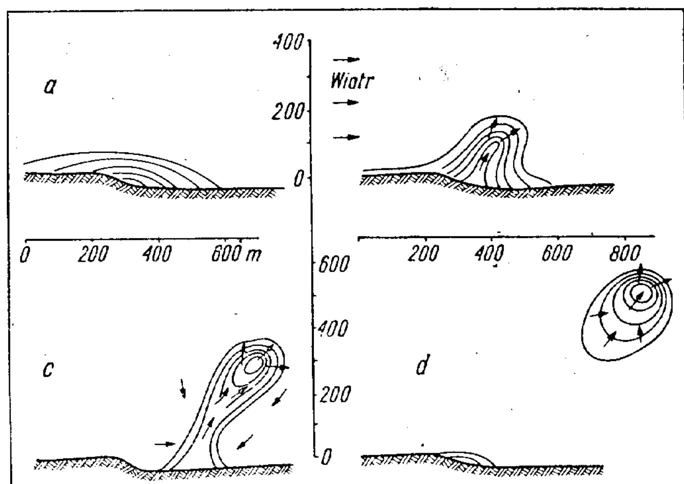
nie 50 ÷ 100 m. Stwierdza się również, że liczba tych prądów, jak i wielkość wznoszącego się nad górami powietrza jest znacznie większa niż nad doliną.

Podobną zależność obserwuje się nad doliną i zboczami górskimi. Nad górami tak rozmiary kominów, jak i różnice temperatur między powietrzem wznoszącym się i otaczającym są znacznie większe niż nad doliną. Oprócz tego silny rozwój chmur kłębiastych w górach jest związany, jak się okazało, z większą prężnością pary (średnio o 1 mb), co uwarunkowane jest silniejszym parowaniem. Można stąd wyciągnąć wniosek, że w górach podłoże wywiera bardzo istotny wpływ na rozwój konwekcji.

Wspomnieliśmy już, że wraz ze wzrostem wysokości wzrasta także poprzeczny przekrój komina termicznego. Wytłumaczyć to można między innymi łączeniem się kilku mniejszych kominów w jeden o większych rozmiarach. Stwierdzono, że najchętniej do powstania silnych prądów dochodzi w dolnej części „ogona" unoszącego się ku górze „pęcherza"; w części tej panuje zwykle wyższa temperatura niż w powietrzu otaczającym. Oprócz różnic temperatury stwierdza się również i pewne, choć bardzo niewielkie, różnice ciśnienia, rzędu 0,3 mb. Różnica ta, obserwowana poniżej wznoszącego się pęcherza, powoduje że inne strugi zostają jakby zassane do obszaru o niższym ciśnieniu, ciągnącym się w ślad za wcześniej powstałym kominem.

Nie należy jednak sobie wyobrażać, że ten pierwszy wznoszący się pęcherz (nazywany często „macierzystym") prowadzi jakby do „uporządkowania" dawniejszych strug wznoszącego się powietrza. Bardzo często bowiem znacznie mniejszy pęcherz ciepłego wznoszącego się powietrza przyczynia się do łączenia ze sobą znacznie większych podobnych pęcherzy.

Na rysunku 41 przedstawiono poglądowo powstawanie i ruch (wędrówkę) komina termicznego. Linie ciągłe przedstawiają izotermy powietrza. W przypadku przedstawionym na rysunku wiatr wieje z lewej strony z prędkością 1 ÷ 2 m/s na odległości 0 ÷ 600 m. Na przedstawionym na rysunku krajobrazie podłożem jest pole uprawne, do którego przylega las. Pole uprawne nie stanowi powierzchni idealnie równej — występuje na nim bowiem wyraźny, chociaż łagodny stok, którego zbocze ciągnie się na przestrzeni 200 m (na rysunku na odległości 200 ÷ 400 m). Ponieważ zbocze to zwrócone jest do słońca i osłonięte przed wiatrem, zalegające nad nim powietrze



Rys. 41. Powstawanie komina przy słabym wietrze

ogrzewa się bardzo szybko. Nad zboczem tym dojdzie dzięki temu do rozwoju komina termicznego (rys. 41b).

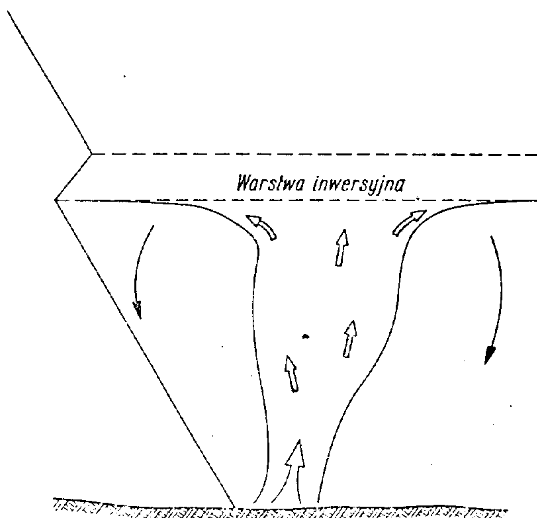
Po pewnym czasie komin ten odrywa się od podłoża (stąd też nazywany bywa często „kominem podłoża") i dalej przemieszcza się ku górze niczym balon w postaci izolowanego „pęcherza" ciepłego powietrza (rys. 41c i 41*d*). W międzyczasie nad skłon napływa powietrze z otoczenia i zalegając nad nim podlega również szybkiemu nagrzaniu, dzięki czemu historia się powtarza — tworzy się nowy komin, który odrywa się od podłoża i przemieszcza się dalej już w postaci „pęcherza" ciepłego powietrza.

Kominy odrywają się od podłoża co 10 ÷ 30 minut. Częstość ich tworzenia się zależy przy tym od wiatru, poziomego gradientu temperatury i od właściwości fizycznych samego podłoża. Pionowe rozmiary kominów i prędkość prądów wstępujących zwiększają się w miarę upływu czasu.

Jednak promień komina termicznego we wczesnym stadium rozwoju w miarę wzrostu wysokości maleje.

W dalszym rozwoju sytuacji przedstawionej na rysunku 42*d* ruch wznoszącego się komina stopniowo maleje, lecz sam komin zwiększa swoje rozmiary i przyjmuje kształt stożka. Kształt ten utrzymuje on aż do chwili osiągnięcia poziomu kondensacji bądź warstwy o równowadze stałej (np. inwersji). Z chwilą osiągnięcia inwersji prąd wstępujący zostaje zahamowany (rys. 42) i następnie zanika. Zwykle zanikanie prądu wstępnego przebiega

stosunkowo szybko (nagle). Na przykład podczas krążenia w takim kominie o prędkości 2 ÷ 3 m/s na określonej wysokości strzałka wariometru zaczyna nagle spadać do 0 m/s, a następnie zaczyna wskazywać prędkości ujemne, tzn. opadanie.



Rys. 42. Rozpływanie się prądu wstępującego pod inwersją

Z uwagi na to, że w większości przypadków loty szybowcowe odbywają się poniżej podstaw chmur, poświęcimy nieco więcej uwagi prądom wstępującym, jakie występują poniżej poziomu kondensacji. W rozważaniach tych szeroko wykorzystane zostaną wyniki badań eksperymentalnych, jakie wykonane zostały w Związku Radzieckim przez Wulfsona. Badania te wykonane zostały przy użyciu specjalnych samolotów wyposażonych w przyrządy meteorologiczne oraz oscylografy. Te ostatnie służyły do rejestracji prądów pionowych (rzucania).

TURBULENCJA KONWEKCYJNA I KOMINY TERMICZNE

Kominy termiczne odgrywają bardzo istotną rolę w rozwoju turbulencji atmosferycznej. Gdy ruch powietrza rozpoczyna się samorzutnie, siłę, jaka powstaje w wyniku różnicy w nagrzaniu się powietrza, a tym samym w wyniku różnicy w gęstości powietrza, nazwano konwekcją swobodną. Jeśli zaś prądy pionowe wywołane są jakimiś czynnikami zewnętrznymi, np. wznoszeniem się powietrza po zboczach gór, to taką konwekcję nazwano konwekcją wymuszoną.

Przy konwekcji wymuszonej siła nośna w ogóle nie wpływa na pionowe przemieszczanie się powietrza — tę rolę przyjmują na siebie czynniki dynamiczne. W związku z tym konwekcja wymuszona może mieć miejsce nawet w tym przypadku, gdy w atmosferze panuje równowaga stała, w odróżnieniu od konwekcji swobodnej, która rozwija się tylko wtedy, gdy w atmosferze występuje równowaga chwiejna.

Konwekcja swobodna powoduje powstawanie dwóch rodzajów prądów pionowych: turbulencji termicznej i konwekcji uporządkowanej, do której zalicza się także i kominy termiczne.

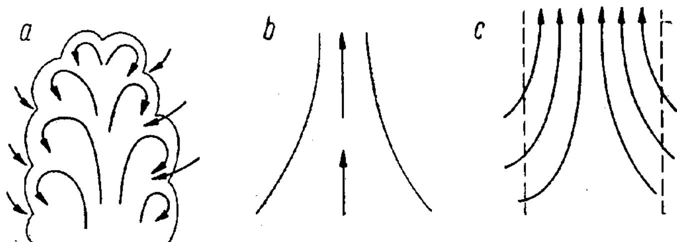
Do turbulencji termicznej zalicza się wszystkie ruchy pionowe o strukturze nieuporządkowanej, chaotycznej. Do kominów termicznych zalicza się uporządkowane pionowe ruchy konwekcyjne, często w postaci dobrze rozwiniętych prądów wstępujących. Konwekcyjne ruchy w atmosferze warunkują takie zjawisko, jak np. transport różnego rodzaju zawiesin w powietrzu, wzmagają turbulencję, prowadzą także do rozwoju chmur kłębiastych (konwekcyjnych). Pionowe ruchy konwekcyjne wywołane są, jak wiadomo, albo silnym nagrzaniem się podłoża przez promienie słoneczne (i dlatego mają tak dobowy, jak i roczny bieg), albo są wynikiem kondensacji pary wodnej w atmosferze, podczas której wydziela się duża ilość ciepła kondensacji. Ten drugi proces ma miejsce w chmurach kłębiastych.

Rozwój ruchów konwekcyjnych w dolnych warstwach prowadzi do zmniejszenia stopnia chwiejności, nawet w przypadku dalszego nagrzewania podłoża przez promieniowanie słoneczne. Z tego też powodu często nie obserwuje się występowania ruchów konwekcji uporządkowanej. Stwierdzono, że większość procesów atmosferycznych związanych z konwekcją wywołana jest bądź też związana z ruchami nieuporządkowanymi.

Każdy komin termiczny charakteryzują następujące wielkości: prędkość prądów wstępujących, poziom formowania się i zanikania, kształt i przekrój oraz ich zmiany zależnie od wysokości i czasu. Ostatnio otrzymano również ciekawe wyniki obserwacji koncentracji ruchów pionowych na jednostkę powierzchni lub objętości.

Do chwili obecnej nie ma właściwie jednolitej teorii formy prądów wstępujących. Z badań teoretycznych wynika, że może istnieć kilka postaci prądów wstępujących. Przedstawiono je schematycznie na rysunku 43. Na ry-

sunku 43*a* przedstawiono prawdopodobny wygląd tych prądów w chmurze kłębiastej. W tym przypadku wznoszeniu się powietrza ku górze w środku chmury towarzyszą prądy opadające w postaci wirów o osi poziomej, występujące w peryferyjnych partiach chmury. Drugi schemat (rys. 43*b*) przedstawia wznoszenie się powietrza ku górze bez wymieszania i dopływu powietrza z boku. W takim przypadku przekrój poprzeczny komina powinien maleć wraz z wysokością. Na rysunku 43c przed-



Rys. 43. Schematy teoretycznych kształtów komina
a — cyrkulacja w chmurze kłębiastej, *b* — struga — przy dopływie powietrza z dołu, *c* — struga — przy dopływie powietrza z boku

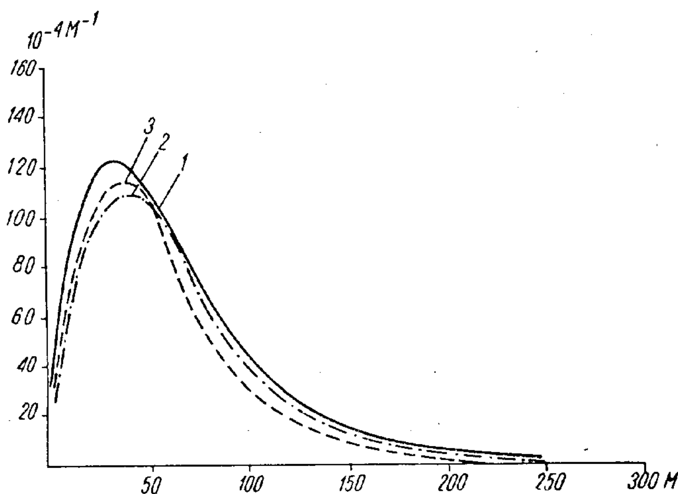
stawiono prądy komina termicznego, którym towarzyszy dopływ powietrza z boku, wywołany zassaniem przez prądy wstępujące; wskutek mieszania się powietrza wznoszącego z otaczającym prędkość prądów wstępujących maleje.

Różne są także określenia poziomu, od którego wznoszące się powietrze można uważać już za komin. Większość meteorologów uważa, że dobrze uformowane kominy powstają na poziomie 200 ÷ 300 m. Zakładają oni przy tym, że uporządkowane prądy konwekcyjne nie mogą istnieć w pobliżu powierzchni ziemi wskutek silnej turbulencji, jaka istnieje w dolnych warstwach atmosfery. Jak wykazały badania, prądy termiczne rozwijają się w atmosferze w postaci drobnych strug, które zwężają się nieco w miarę wzrostu wysokości. Na pewnym poziomie taka struga wznoszącego się powietrza zaczyna przekształcać się w wir o osi pionowej.

Według Wulfsona poziome rozmiary prądów konwekcyjnych zwiększają się nieco z wysokością, lecz począwszy od 300 m zmieniają się one niewiele i powoli. Rozmiary tych prądów mogą być bardzo różnorodne; maksymalne rozmiary przekraczać mogą w skrajnych przypadkach 1000 m, oczywiście prawdopodobieństwo znalezienia tak ogromnego komina jest znikomo małe.

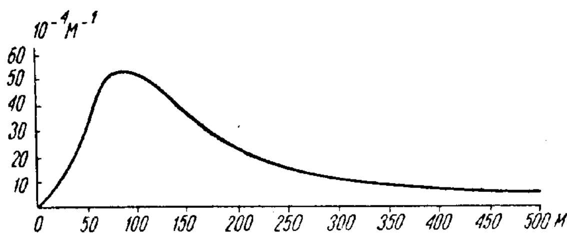
Najczęściej spotykane przekroje prądów wstępujących są rzędu 70 m, przekroje zaś wznoszących się odizolowanych pęcherzy (bąbli ciepłego powietrza) wynoszą najczęściej 60 m. Rozmiary prądów wstępujących zależą od wysokości oraz od pory dnia.

Częstość występowania różnych przekrojów prądów pionowych na wybranych poziomach pokazano na rysunku 44. Przedstawiono na nim rozkład częstości przekrojów kominów na poziomach 50 m, 300 m i 1000 m.



Rys. 44. Rozkład prądów konwekcyjnych według ich rozmiarów
1 — na wysokości 50 m, 2 — na wysokości 300 m, 3 — na wysokości 1000 m

Pomimo dużej częstości występowania małych prądów konwekcyjnych, ich wkład do pionowego transportu powietrza jest niewielki. Wyraźnie uwidocznione jest to na rysunku 45. Wynika z niego, że największe ilości powietrza przenoszą prądy o rozmiarach 100 m.



Rys. 45. Masy powietrza przenoszone prądami wstępującymi o charakterze strug

Tablica 4

Zależność średnich rozmiarów prądów konwekcyjnych od wysokości (wg Wulfsona)

Wysokość lotu [m]	Liczba pomiarów	Średnie rozmiary prądów konwekcyjnych [m]		Koncentracja prądów pionowych	
		strugi	pęcherze	strug/km²	$\frac{1}{m}$ pęcherzy /km²
10	761	42	31	306	11200
30	2480	49	37	217	6180
50	7611	55	43	138	3180
100	8728	61	46	87	1910
300	4748	68	58	52	809
500	4007	70	61	40	620
1000	2656	72	64	29	334
2000	1409	74	65	24	298
3000	523	81	74	20	203

m — stosunek rozmiarów poziomej elipsy (pęcherza) do osi pionowej; przy $m = 1$ pęcherz ma kształt kuli.

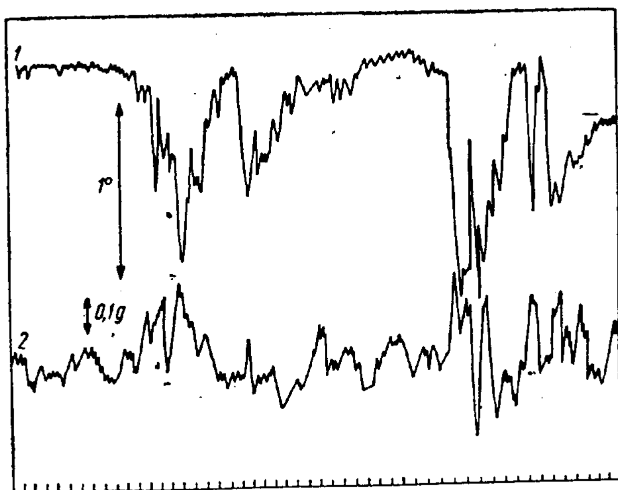
Jak już poprzednio wspomniano, rozmiary prądów pionowych zmieniają się wraz z wysokością (tabl. 4).

Z tablicy 4 wynika, że koncentracja prądów pionowych spada szybko w miarę wzrostu wysokości. Spadek ten uwarunkowany jest zwiększaniem się rozmiarów tych prądów na wyższych poziomach, a poza tym zlewaniem się ich w większe prądy. Dlatego też podane w tablicy średnie rozmiary wydają się jakby zaniżone. Znany jest bowiem z praktyki szybowcowej fakt, że średnice tych prądów są większe. Ale w tablicy nie mówi się o prądach w sensie kominów, lecz o strugach wznoszącego się powietrza. Nie należy bowiem identyfikować komina z jakimś monolitem wznoszącego się powietrza (słupa). Tym samym więc we właściwym „kominie" termicznym mogą istnieć obok siebie strugi wstępujące i słabe strugi opadające.

Obrazowo przedstawiono to na rysunku 46 (wg Wulfsona). Na rysunku podany jest zapis temperatury — linia *1* i zapis oscylografu — linia *2*, przedstawiający „rzucanie". Małe kreseczki u podstawy rysunku przedstawiają odstęp czasu co 0,5 sekundy. Skala zapisu temperatury jest tak dobrana, że w przypadku wzrostu temperatury krzywa opada ku dołowi, a w przypadku spadku temperatury

krzywa załamuje się ku górze. Z rysunku tego wynika, że każdemu dodatniemu impulsowi temperatury (wzrostowi) odpowiada „rzucenie” ku górze.

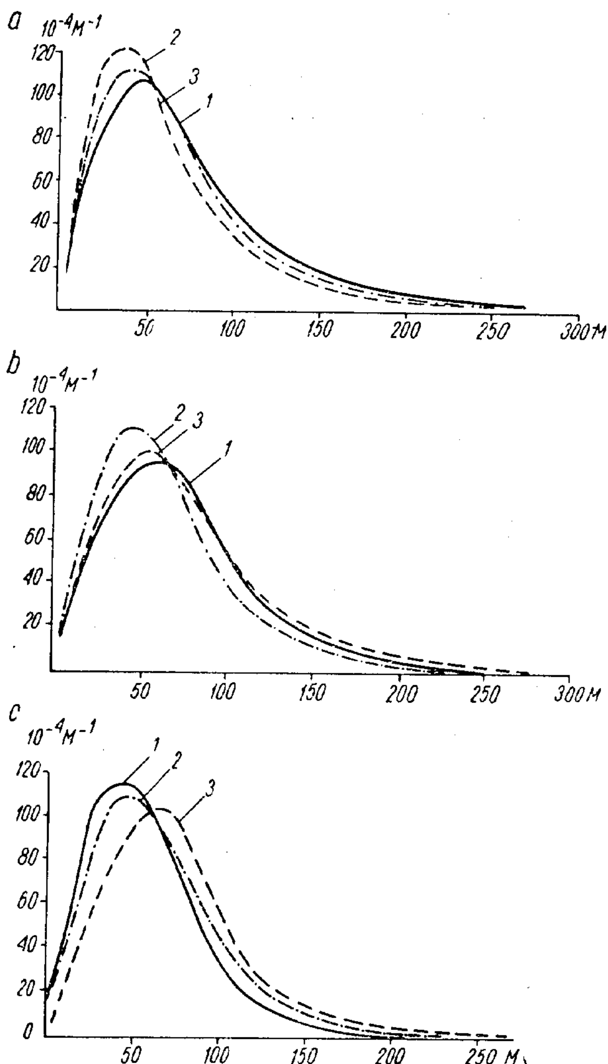
Rozpatrzymy jeszcze zależność parametrów prądów wstępujących od pory dnia. Zasadniczy wpływ na te zmiany wywiera wysokość słońca nad horyzontem oraz charakter podłoża. Przeanalizujemy tu koncentrację strug i różnice temperatur między powietrzem otaczającym a powietrzem wznoszącym się w środkowych partiach strug oraz zmiany rozmiarów tych prądów.



Rys. 46. Jednoczesny zapis temperatury (1) i akcelerografu (2) Kreseczki na poziomej skali przedstawiają odstępy czasu co 0,5 s

Rozmiary prądów konwekcyjnych do wysokości 500÷1000 m (rys. 47 *a*, *b*, *c*) są w ciągu dnia mniejsze niż w godzinach przedpołudniowych lub wieczornych. Tylko na poziomach 1000÷1500 m rozmiary ich są nieco mniejsze od rozmiarów prądów konwekcyjnych rozwijających się w godzinach południowych. Należy tu jeszcze dodać, że chociaż w ciągu dnia obserwuje się dużą liczbę drobnych prądów, to jednak ich maksymalne ilości występują w godzinach przed- i popołudniowych. Potwierdza to fakt, że rano i wieczorem istnieją mniej sprzyjające warunki dla rozwoju prądów wstępujących, wieczorem zaś istnieją warunki do ich zanikania.

Prądy wstępujące, zależnie od pory ich występowania, różnią się między sobą także i pod względem temperatur. Najbardziej ciepłymi prądami są te, które rozwijają się



Rys. 47. Częstość występowania strug o różnych rozmiarach

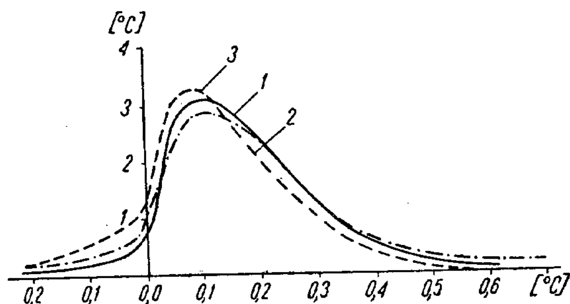
a — na wysokoćści 50 m, *b* — na wysokości 500 m, *c* — na wysokości 1500 m

1 — rano, *2* — w południe, *3* — wieczorem

Na osi poziomej podano skalę przekrojów poziomych komina; na osi pionowej — częstość występowania

w porze południowej. Wyraźnie widać to na rysunku 48. Tłumaczy się to tym, że prądy wstępujące rozwijające się w godzinach popołudniowych występują w czasie, gdy podłoże jest już chłodniejsze. Pociąga to za sobą słabsze

nagrzanie się powietrza zalegającego nad nim, tym samym więc i stopień chwiejności atmosfery będzie mniejszy. Z rysunku 48 widać również, że średnie temperatury prądów wstępujących rozwijających się w godzinach popo-

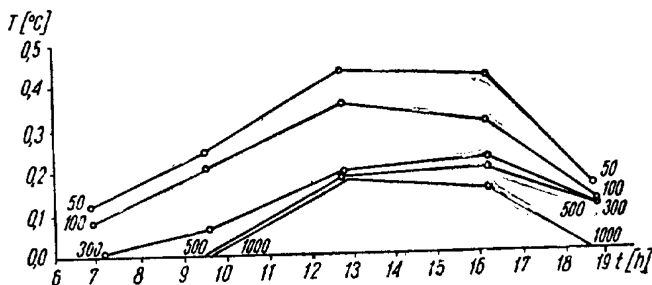


Rys. 48.
Rozkład prądów konwekcyjnych w zależności od temperatury

1 — rano, 2 — w południe, 3 — wieczorem
oś pozioma — różnice temperatur pomiędzy powietrzem otaczającym a średnią temperaturą komina, oś pionowa — temperatura rdzenia komina

łudniowych są znacznie niższe niż temperatury w prądach powstających przed południem. Te ostatnie zaś mają niższe temperatury niż prądy z godzin południowych.

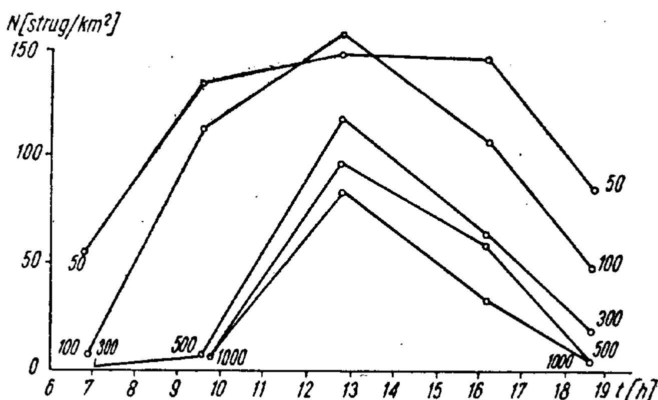
W przebiegu dobowym różnice między powietrzem otaczającym a wznoszącym uwidaczniają się bardzo wyraźnie. Graficznie przedstawiono je na rysunku 49 (wg Wulfsona). Wynika z niego, że największe różnice między powietrzem otaczającym a wznoszącym się występują w najniższych warstwach. Średnio na poziomie 50 m różnice te w godzinach porannych osiągają wartość 0,1°, przed południem wzrastają one do 0,2° z maksimum przypadającym na godziny południowe 0,4°. W miarę wzrostu wy-



Rys. 49. Dobowy bieg różnic temperatury między powietrzem otaczającym a rdzeniem strugi wznoszącego się powietrza na różnych poziomach

sokości różnice temperatur maleją, a ich przebieg dobowy staje się łagodniejszy.

Dobowy przebieg charakteryzuje także i koncentracja strug powietrza wznoszącego się. Wzrasta ona od godzin porannych i maksimum osiąga w południe niezależnie od wysokości (rys. 50).



Rys. 50. Dobowy bieg koncentracji strug wznoszącego się powietrza na różnych poziomach

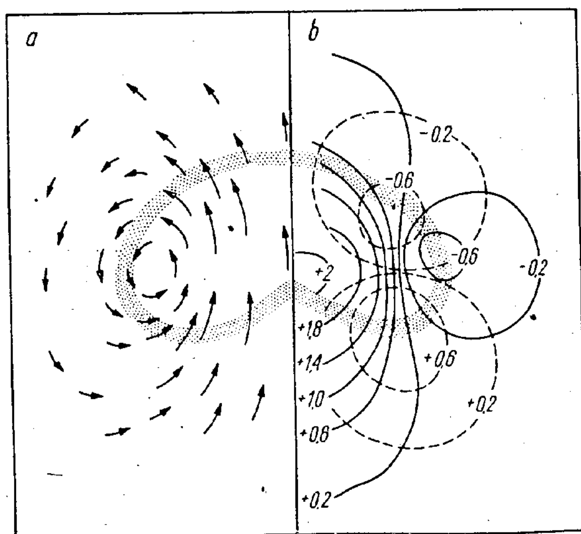
Na rysunku 50 widać, że w miarę wzrostu wysokości liczba strug maleje, co jak już poprzednio wspomniano, uwarunkowane jest łączeniem się ich w większe prądy wstępujące. Na przykład na wysokości 100 m koncentracja wynosiła 150 strug/km², a na wysokości 1000 m spadła ona do 75 strug/km². W związku z tym na wyższych poziomach prądy wstępujące są bardziej uporządkowane, a same noszenia bardziej spokojne — jednorodne. Oczywiście, nie należy przypuszczać, że prędkość wznoszenia się ciepłego powietrza ku górze jest jednakowa w uporządkowanym prądzie wstępującym (kominie). Każdy szybownik wie, że największe wznoszenia znajdują się w środkowej części każdego komina, w miarę zaś oddalania się od środka (rdzenia) prędkości te zaczynają stopniowo maleć. Spadek ten uwarunkowany jest między innymi tarciem powietrza wznoszącego się i otaczającego, w którym występują bardzo często prądy opadające (zstępujące).

Znany jest także fakt, że w dni konwekcyjne występują obok siebie prądy pionowe o przeciwnych sobie kierunkach (wstępujące i opadające). Według Wulfsona powierzchnia zajęta przez prądy wstępujące stanowi 21% określonej powierzchni (km²). Nie należy sobie wyobra-

żać, że w atmosferze istnieje jakby jakiś nieprzerwany, na przemian zmieniający się układ prądów wstępujących i opadających o jednakowych rozmiarach i prędkościach. Zakładając, że kompensacyjne prądy opadające zajmują całą powierzchnię nie zajętą przez kominy, prędkość ich powinna być średnio 3,5÷4 razy mniejsza od prędkości w prądach wstępujących. Można przyjąć, że prądy opadające między chmurami kłębiastymi są zwykle słabsze niż pod podstawami chmur. Należy przy tym zawsze pamiętać, że oba rodzaje prądów (wstępujące i opadające) rozwijają się przy równowadze chwiejnej i że w miarę wysokości stopień chwiejności maleje.

Rozwój konwekcji termicznej, a tym samym i kominów związany jest z rozwojem chmur kłębiastych. Przyjęto mówić, że komin „żywi" chmurę kłębiastą dostarczając jej nieprzerwanie potrzebną ilość ciepła i wilgoci. Według poglądów B. Woodward pęcherz ciepłego powietrza (nazywany często odizolowanym kominem) można wyobrazić sobie jako stożek o kącie wierzchołkowym równym 30°.

Ruch w takim pęcherzu (rys. 51 *a*) przypomina koło wirujące symetrycznie względem osi pionowej. Prędkości w środku pęcherza są większe niż prędkość jego wznoszenia się. Poziome prędkości wykazują również duże war-



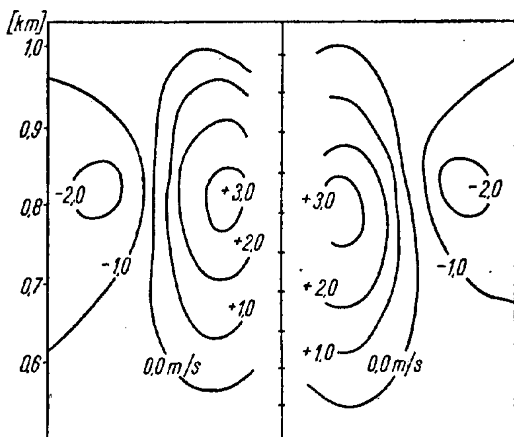
Rys. 51. Schemat odizolowanego pęcherza ciepłego powietrza

— — — — prędkości poziome, ——— izotachy prądów wstępujących

tości i w pewnych, niezbyt dużych obszarach mogą być one równe prędkości wznoszenia się całego pęcherza. Na jego wierzchołku obserwuje się prądy opadające.

Przekrój przez prawą połowę takiego pęcherza (bąbla) przedstawiono na rysunku 51*b*. Jeśli przyjmiemy, że otoczka pęcherza ma żądaną prędkość względną wynoszącą 1,0, to prędkość pionowa w środku powinna być 2,2 razy większa od prędkości owej otoczki, wokół zaś całego pęcherza powinny występować ruchy opadające o prędkości nieco mniejszej niż połowa prędkości, z jaką unosi się otoczka pęcherza. Linie przerywane na rysunku przedstawiają prędkości poziome — w górnej części rysunku charakteryzują one odpływ powietrza (odsysanie), a w dolnej części rysunku zasysanie (dopływ powietrza).

Obecność pęcherzy wywiera duży wpływ na otaczające powietrze. Powietrze zalegające nad pęcherzami wyciskane jest ku górze, z boków pęcherza obserwuje się prądy opadające, a część powietrza płynie za takim odizolowanym pęcherzem i dostaje się do jego środka. Na rysunku 52 przedstawiono rozkład prędkości pionowych w kominie sięgającym do poziomu 1000 m. Prędkość wznoszenia wynosi 2 m/s, a promień — 250 m.

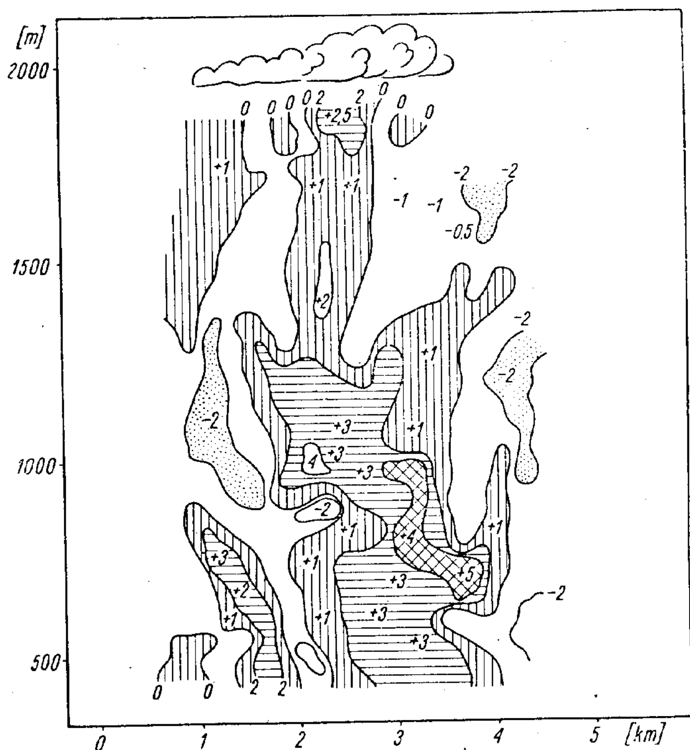


Rys. 52. Schemat rozkładu prądów pionowych w kominie

Kształt komina termicznego może być bardzo różnorodny zależnie od prędkości wiatru. W przypadku porywistego wiatru komin może zmieniać swoją orientację względem podłoża. Może on być raz bardziej, raz mniej nachylony do powierzchni ziemi. W przypadku zaś bardzo słabych wiatrów może się wznosić pionowo ku górze. Przy

silnych wiatrach mogą się utrzymywać tylko bardzo silne prądy wstępujące, słabsze zaś są rozrywane na poszczególne drobne pęcherze. Stąd wniosek, że struktura prądów termicznych może być bardzo złożona.

W celu zobrazowania, jak bardzo prądy termiczne mogą być skomplikowane, na rysunkach 53 i 54 pokazano dwa przekroje przez kominy termiczne, podane przez Georgiego. Oba te schematy oparte są na pomiarach robionych w czasie lotu szybowca na odcinku trasy o długości 5 km. Z rysunków można zorientować się, jak bardzo skomplikowany jest pionowy profil prądów wstępujących poniżej podstawy chmur. Na peryferiach komina obserwowano występowanie kompensacyjnych prądów opadających, których prędkość przekraczała miejscami 2 m/s. Przekroje kominów termicznych zmieniały się tak w czasie, jak i w przestrzeni i wahały się od kilkuset metrów do 2 km. Prędkość prądów pionowych nie przekra-



Rys. 53.
Pionowy przekrój przez komin termiczny pod podstawą Cuhum

Rys. 54.
Pionowy przekrój przez komin termiczny pod podstawą Cuhum

czała 5 m/s. Pod podstawą chmury kłębiastej obserwuje się rozszerzenie komina i pewien wzrost prędkości prądów wstępujących.

Oba rysunki przedstawiają rozwój kominów w przypadku słabych wiatrów. Wzrost prędkości wiatru znacznie komplikuje rozkład prądów wstępujących w kominie. Stan atmosfery w dni z dobrze rozwiniętą konwekcją termiczną, przedstawiony na rysunkach, wydaje się charakterystyczny.

Praktycznie nie spotyka się w atmosferze dwóch identycznych co do budowy prądów wstępujących; zawsze istnieje jakiś element, który różni dwa sąsiednie kominy. Mogą się one różnić między sobą prędkościami, nachyleniem względem powierzchni ziemi, temperaturą bądź też rozmiarami.

Ciekawe pod tym względem badania wykonano w latach 1961—1963 w okolicach Wilna. Do badań wykorzystano szybowce. Przebadane kominy podzielono na trzy grupy (tabl. 5).

Tablica 5

Charakterystyka kominów termicznych

Rodzaj komina	Przedziały prądów wstępujących [m/s]	Średni przekrój L [m]	Udział procentowy [%]
Silny	6,0	350	2,6
Umiarkowany	6,0÷4,5	600	33,4
Słaby	3,0	150	64,0

Pole prędkości pionowych w kominie wykazuje dużą zależność od przekroju poziomego (patrz rys. 54 i 55); maksymalne prędkości wstępujące osiągają w środku komina, a w kierunku jego peryferii prędkości ruchów wstępujących maleją.

W środku komina maksymalne prędkości prądów wstępujących w większości przeanalizowanych przypadków (79%) pozostawały niezmienione na odległości od 20 do 650 m, co potwierdziło istnienie wyraźnego rdzenia komina, w którym powietrze wznosi się ze stałą prędkością równą prędkości maksymalnej. Szerokość rdzenia komina zależy od rozmiarów całego komina termicznego (tabl. 6).

Tablica 6

Zależność szerokości rdzenia komina od rodzaju komina

Rodzaj komina	$\frac{L_{max}}{V_{max}}$	Udział procentowy [%]	Wielkość rdzenia [%]
Wąski	100	10,5	10 L_{max}
Średni	100÷500	75,5	17 L_{max}
Szeroki	500	14,0	32 L_{max}

Z tablicy 6 wynika, że rdzeń komina zajmuje 10÷32% powierzchni komina termicznego (w przekroju poprzecznym). Analizując tablicę widzimy, że najszybszy spadek prędkości prądów wstępujących w miarę oddalania się od rdzenia komina, obserwowany jest w przypadku silnych prądów termicznych.

Badania wykazały, że w większości przypadków rdzeń komina termicznego charakteryzuje ruch laminarny. Samolot jednak w kominie nie zawsze jest spokojny. Często na jego peryferiach występuje dosyć silna turbulencja.

Zanim przejdziemy do omówienia prądów opadających, zatrzymajmy się jeszcze chwilę nad pionowym rozkładem prądów wstępujących, tak nad ich wartościami średnimi, jak i maksymalnymi.

Rozkład tych wartości przedstawiono w tablicy 8 (dane pochodzą z badań przeprowadzonych na obszarze Związku Radzieckiego).

Tablica 7

Zmiany prędkości prądów pionowych (V) w miarę wzrostu odległości od rdzenia*)

Rodzaj komina \ Odległość [m]	0	20	40	60	80	100	120
	prędkość [m/s]						
Silny	6,0	5,7	5,3	3,3	1,5	0,8	0,4
Umiarkowany	4,5	4,3	4,1	3,8	3,3	2,8	2,2
Słaby	3,0	2,6	2,3	1,5	1,0	0,5	0,2

*) Dane te, podobnie jak i poprzednio cytowane, pochodzą z badań przeprowadzonych w okolicach Wilna.

Tablica 8

Pionowy rozkład średnich ($V_{śr}$) i maksymalnych (V_{max}) prędkości prądów wstępujących

Prędkość [m/s] \ Wysokość [km]	0,2÷÷0,4	0,4÷÷0,8	0,8÷÷1,2	1,2÷÷1,6	1,6÷÷2,0	2,0÷÷2,4	2,4÷÷2,6	Liczba przypadków
$V_{śr}$	1,13	1,35	1,44	1,21	1,60	1,92	2,15	65
V_{max}	2,23	1,96	2,15	1,85	2,40	2,48	2,48	65

W tablicy 7 widać, że profil pionowy średnich i maksymalnych wartości prądów pionowych jest prawie identyczny. Począwszy od wysokości 200 m wartości prądów wstępujących wzrastają i na poziomie 800÷1200 m osiągają pewne maksimum, co wiązać należy z procesem wydzielania się ciepła kondensacji podczas skraplania się pary wodnej i powstawania chmury konwekcyjnej. Dalszy wzrost tych prędkości należy tłumaczyć dalszym intensywnym wydzielaniem się ciepła podczas kondensacji.

Jak już poprzednio wspomnieliśmy, w atmosferze obok prądów wstępujących występują także i prądy opadające. Bardzo ciekawe badania nad obu tymi prądami prowadzono w okresie 15.VI—15.VII.1964 r. w Orlę (ZSRR). Wyniki tych badań przedstawiono w tablicy 9.

Tablica 9

Średnie prędkości prądów opadających (V_0) i ich stosunek do prądów wstępujących (V_w)

Prędkości [m/s] \ Wysokość [km]	0,25÷÷0,50	0,51÷÷0,75	0,76÷÷1,00	1,01÷÷1,25	1,25÷÷1,50	1,51÷÷1,75	1,76÷÷2,00
V_0	0,24	0,39	0,84	0,96	0,89	1,40	1,10
V_w/V_0	0,38	0,48	0,87	0,75	0,59	0,84	0,57

Z zestawienia tego widać, że bezwzględne wartości prądów opadających wzrastają wraz z wysokością i osiągają na poziomie 1500÷1700 m swe maksymalne wartości. Poziom ten odpowiadał najczęściej poziomowi podstaw chmur kłębiastych.

Prądy wstępujące w warunkach pogody konwekcyjnej miały zawsze większą prędkość niż prądy opadające. Średnio biorąc, w okresie objętym badaniami stosunek prądów opadających do wstępujących wynosił 0,6÷0,7. Sięgnijmy tu raz jeszcze do wyników osiągniętych w Orle (tabl. 10).

Tablica 10

Częstość (w%) średnich prędkości prądów wstępujących i opadających

Rodzaj prądów \ Prędkości prądów pionowych [m/s]	0,0÷÷0,5	0,51÷÷1,00	1,01÷÷1,50	1,51÷÷2,00	2,01÷÷2,50	2,51÷÷3,00	3,01÷÷3,50	3,51÷÷4,00	Liczba przypadków
Wstępujące	24	18	17	15	11	8	5	2	207
Opadające	46	22	13	7	6	4	2	—	785

Dane zestawione w tablicy dowodzą, że częstość słabych prądów opadających jest znacznie większa niż prądów wstępujących.

Stwierdzono, że przy zachmurzeniu konwekcyjnym w warstwie 750÷1750 m prędkość prądów opadających wzrastała od 1,5 do 3,5 m/s. W warunkach niewystępowania tych chmur prędkości prądów opadających były nieco mniejsze, przy czym nie obserwowano ich poniżej 750 m i powyżej 1750 m; prędkości ich nigdy nie przekraczały 2 m/s.

W dniach, w których obserwuje się intensywny rozwój konwekcji, mogą występować obok siebie prądy wstępujące i opadające. Podczas lotu w kominie termicznym o dość dużych prędkościach wznoszenia można spotkać prądy opadające, których prędkości będą przeciętnie o 20÷40% mniejsze od prędkości prądów wstępujących.

Rozważania na temat prądów pionowych sięgających do podstawy chmur kłębiastych należy uzupełnić krótkim omówieniem prądów pionowych występujących wewnątrz tych chmur, aby mieć cały obraz rozwoju prądów konwekcyjnych w swobodnej atmosferze.

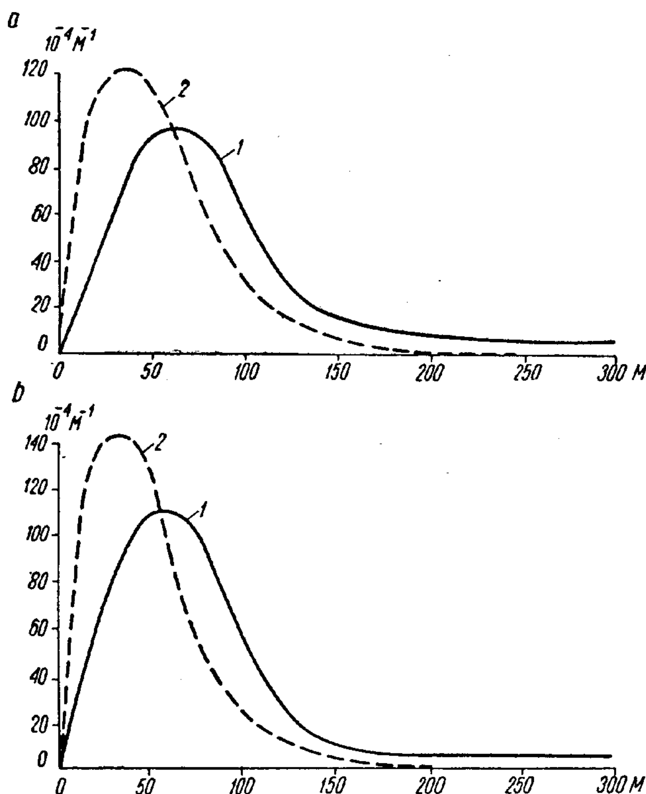
RUCHY PIONOWE W CHMURACH

Z chwilą gdy wznoszące się w prądach wstępujących powietrze osiągnie poziom kondensacji, zawarta w nim para wodna kondensuje się. Proces kondensacji uwarunkowany jest adiabatycznym ochładzaniem się wznoszącego powietrza. Jak wiadomo, powietrze w czasie wznoszenia się zwiększa swoją objętość i adiabatycznie się ochładza. W procesie tym para wodna zawarta w powietrzu zbliża się stopniowo do stanu nasycenia. Gdy temperatura powietrza wznoszącego się osiągnie temperaturę punktu rosy, para wodna będzie już nasycała dużą przestrzeń, a przy dalszym spadku temperatury (poniżej punktu rosy) przechodzi ona w stan płynny tworząc drobne kropelki wody dające początek chmurze — w naszym przypadku chmurze konwekcyjnej (kłębiastej).

W czasie procesu skraplania wydzielają się duże ilości ciepła, dzięki czemu dalszy spadek temperatury wraz z wysokością przebiega wolniej w porównaniu z analogicznym spadkiem, jaki obserwuje się w powietrzu otaczającym. Jak nam zaś wiadomo, im większa jest różnica temperatury między powietrzem wznoszącym się a otaczającym, tym intensywniejsze są prądy wstępujące. Tym też należy tłumaczyć, dlaczego w chmurach prądy wstępujące mają większe prędkości niż poniżej podstawy chmur.

Rozważania nasze rozpoczniemy od omówienia częstości rozmiarów tych prądów. Dla wyjaśnienia trzeba tu dodać, że w chmurach prądy wstępujące mogą się przejawiać w postaci strug wznoszącego się powietrza, jak i w postaci pęcherzy ciepłego powietrza, podobnie jak poza obrębem chmury. Jednak obecność „pęcherzy" w chmurze nie jest tak duża jak w warstwie pozachmurowej, w chmurze bowiem dochodzi najczęściej do łączenia się ich przekształcenia w strugę wznoszącego się powietrza.

Na rysunku 55 przedstawiono krzywe rozkładu częstości poprzecznych rozmiarów kominów w chmurach kłębiastych i poniżej ich podstaw, w przypadku strug i pęcherzy wznoszącego się powietrza. Z rysunku tego widać wyraźnie, że średnie rozmiary prądów wstępujących w chmurach są półtora raza większe niż poza ich obrębem.



Rys. 55. Rozkład prądów konwekcyjnych o określonych rozmiarach w chmurach (1) i poza chmurami (2)
a — pęcherze, b — strugi

W poszczególnych przypadkach szerokość ich może dochodzić do 2,0 km, najczęściej zaś są one rzędu 60÷70 m. Średnia koncentracja tych prądów w chmurze wynosiła 64 strug/km², a pod nimi 76 strug/km², w przypadku zaś pęcherzy — 880 i 1780/km². Mimo spadku koncentracji prądów konwekcyjnych w chmurach ich względne powierzchnie są znacznie większe niż poniżej ich podstaw. W chmurach wynoszą one 0,70, a pod podstawą chmur 0,24. Wynika stąd, że pod chmurami względna powierzchnia omawianych prądów jest prawie trzy razy mniejsza niż wewnątrz chmur, gdzie zajmują one prawie całą przestrzeń chmury (70%). Wyciągnąć można stąd wniosek, że wewnątrz tworzącej się chmury konwekcyjnej przeważają prądy wstępujące. Na prądy opadające przypada 30% przestrzeni zajmowanej przez chmurę.

Z tablicy 11 wynika, że wraz ze wzrostem wysokości zwiększa się szerokość prądów wstępujących, maleje zaś ich koncentracja. Na wysokości 1200 m powyżej podstawy chmur rozmiary tych prądów są półtora raza większe

Tablica 11

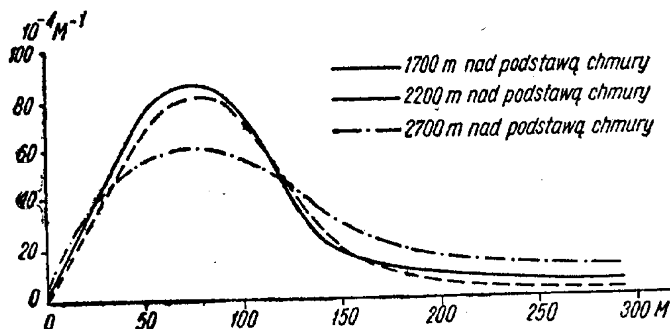
Zmiany niektórych parametrów prądów konwekcyjnych wewnątrz chmur zależnie od wysokości (wg Wulfsona)

Wysokość lotu [m]		Średnia szerokość prądów [m]	Koncentracja strug na 1 km	Względna powierzchnia
nad powierzchnią ziemi	nad podstawą chmury			
2000	200	59	120	0,51
2500	700	78	92	0,66
3000	1200	97	59	0,72
3500	1700	108	46	0,80
4000	2200	111	44	0,76
4500	2700	113	26	0,77

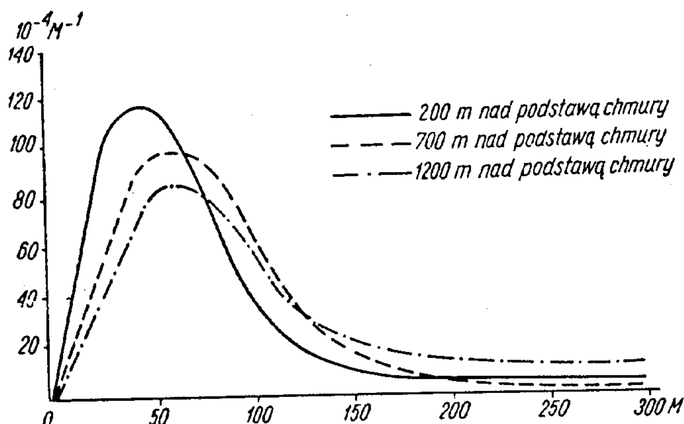
niż na wysokości 200 m, a ich koncentracja jest dwukrotnie mniejsza. Względna powierzchnia prądów wstępujących w chmurach kłębiastych rośnie do wysokości wynoszącej nieco więcej niż wynosi połowa miąższości samej chmury. Powyżej tego poziomu ich względna powierzchnia zmienia się niewiele.

Wzrost średnich poziomych rozmiarów prądów wstępujących w chmurze spowodowany jest zlewaniem się drobnych strug i zassaniem powietrza z ich otoczenia. Rozkład częstości poziomych rozmiarów prądów konwekcyj-

nych w chmurze w zależności od wysokości przedstawiono na rysunkach 56 i 57. Widać na nich bardzo wyraźnie, jak w miarę wzrostu wysokości zwiększają się rozmiary prądów wstępujących.



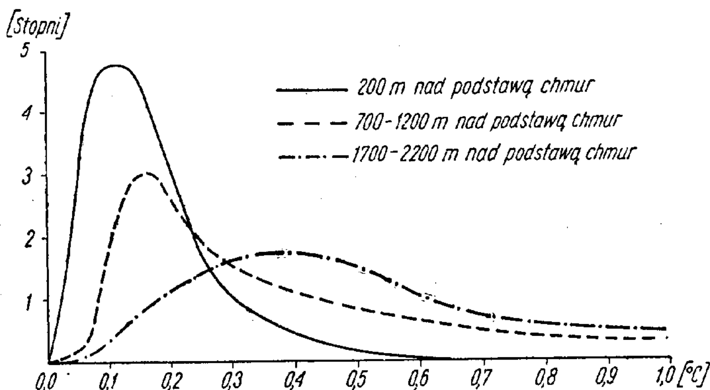
Rys. 56. Rozkład prądów konwekcyjnych o określonych rozmiarach w chmurach na wysokości 200 ÷ 1200 m



Rys. 57. Rozkład prądów konwekcyjnych o określonych rozmiarach w chmurach na wysokości 1700 ÷ 2700 m

Ciekawe jest również zagadnienie, jak pod względem termicznym różnią się prądy konwekcyjne od powietrza otaczającego. Na wykresie na rysunku 58 na osi pionowej przedstawiono różnice temperatury między powietrzem otaczającym a wznoszącym, na osi zaś poziomej przedstawiono różnice temperatury między powietrzem wznoszącym się w rdzeniu prądu wstępującego a powietrzem wznoszącym się poza jego obrębem.

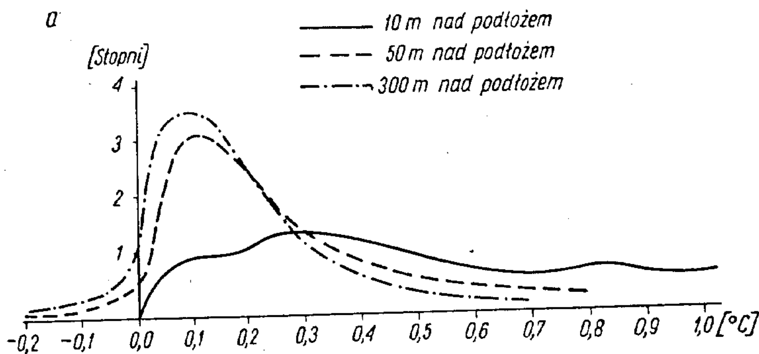
Pomiary nad rozkładem temperatury w prądach wstępujących robiono na poziomach: 200 m nad podstawą 700÷1200 m i 1700÷2200 m. Z przebiegu krzywych przedstawionych na rysunku widać, że w pobliżu podstaw

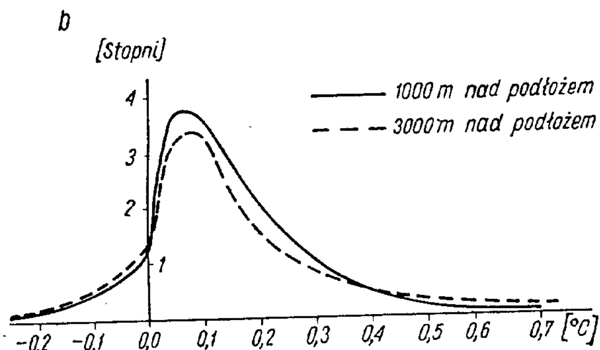


Rys. 58. Rozkład prądów konwekcyjnych w chmurze kłębiastej w zależności od temperatury w ich rdzeniu

chmur kłębiastych temperatury w rdzeniu prądu wstępującego są najczęściej wyższe od pozostałych mas powietrza wznoszącego o 0,1°C, w warstwie 700÷1200 m różnica ta wzrasta do 0,15°C i osiąga w obszarze 1700÷2200 m 0,3÷0,5°C. Trzeba tu dodać, że na wysokościach 1700÷2200 m nad podstawą chmury temperatura prądów wstępujących jest wyższa od temperatury powietrza otaczającego najczęściej o 3÷4°C. Ten wzrost temperatury w prądach wstępujących wywołany jest wydzielaniem się ciepła kondensacji.

Dla porównania sięgnijmy jeszcze do podobnych danych, ale uzyskanych przy bezchmurnym niebie. Dane te przedstawiono na rysunku 59. W porównaniu z poprzednim rysunkiem widzimy, że z wyjątkiem pomiarów pochodzących z najniższej warstwy (10 m), na wszystkich pozostałych poziomach temperatury powietrza wznoszącego się w rdzeniu prądu w porównaniu z temperaturą powietrza wznoszącego się w pozostałej części komina są niewielkie, przeważnie rzędu 0,1°C i niewiele zmieniają się wraz z wysokością. Porównując rysunki 58 i 59 należy zwrócić uwagę na to, że im mniejsza jest różnica między powietrzem wznoszącym a otaczającym, tym wyższe są temperatury rdzenia komina. Wyjaśnienia wymaga tu jeszcze fakt, dlaczego w rdzeniach prądów wstępujących mogą występować temperatury niższe niż w pozostałej części komina. Spowodowane jest to tym, że powietrze





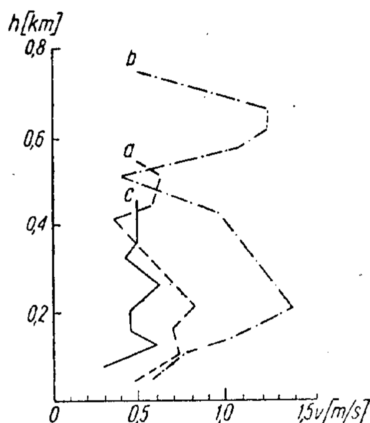
Rys. 59. Rozkład prądów konwekcyjnych przy braku chmur w zależności od temperatury w rdzeniu prądu

w rdzeniu może wznosić się jeszcze przez pewien czas ruchem inercyjnym. W chmurach nie spotykamy się z tego rodzaju zjawiskiem.

Wróćmy jeszcze raz do wzrostu rozmiarów prądów wstępujących wraz z wysokością. Wzrost ten świadczy o tym, że prądy konwekcyjne w chmurach, w przeciwieństwie do podobnych prądów poza ich obszarem, nie ulegają rozpadowi w procesie ich rozwoju. Gdyby było inaczej, wówczas wzrost ich średnich rozmiarów zachodziłby wolniej niż się to obserwuje. Stąd wyciągnąć można wniosek, że jeżeli prądy konwekcyjne w chmurach powstają w sposób podobny jak w przygruntowej warstwie powietrza, a więc w postaci strug, to utrzymują się one nadal także w ciągu dalszego ich wznoszenia, co się rzeczywiście obserwuje.

Aby mieć możność porównania średnich prędkości prądów wstępujących przy termice bezchmurnej i cumuluso-

wej, przeanalizujmy rysunki 60 i 61. Na rysunku 60 przedstawiono średnie prędkości prądów wstępujących przy bezchmurnej termice w różnych porach dnia. Wynika z niego, że przed południem prądy te są słabe i sięgają 500 m (linia *a*). W godzinach południowych prędkość prądów wstępujących wzrasta i sięgają one 800 m wysokości (linia *b*). Po południu, gdy maleje intensywność nagrzania podłoża przez słońce, prędkość omawianych prądów maleje, maleje także ich zasięg pionowy (linia *c*).



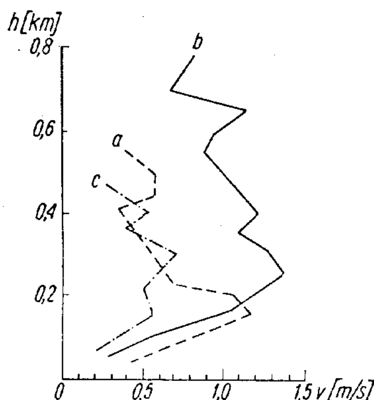
Rys. 60. Rozkład średnich prędkości prądów wstępujących w zależności od pory dnia przy termice bezchmurnej

a — przed południem, *b* — w południe, *c* — po południu

Maksymalne (średnie) prędkości prądów wstępujących notowane są w południe i wynoszą 1,4 m/s, choć w poszczególnych przypadkach mogą one sięgać ponad 3 m/s. Przyglądając się rysunkowi 60 widzimy, że średnia prędkość przed południem zmienia się niewiele z wysokością, przy czym maksymalne prędkości tych prądów przypadają na wysokość 200 m (0,85 m/s);. w godzinach południowych średnie maksymalne prędkości prądów konwekcyjnych notowano w warstwie 150÷300 m (1,2÷1,4 m/s). Powyżej tej warstwy prędkości prądów wstępujących maleją i począwszy od 500 m nad podłożem wzrastają one ponownie. Po południu intensywność tych prądów maleje i prądy te stopniowo zanikają.

W dniach, w których wystąpiły chmury konwekcyjne, w czasie termiki cumulusowej charakter pionowego rozkładu prędkości prądów wstępujących jest nieco inny. Wspólne jest tylko to, że tak w jednym, jak i w drugim

przypadku otrzymano dużą fluktuację prędkości prądów wstępujących wraz ze wzrostem wysokości. Pionowy rozkład tych prądów przy termice cumulusowej, zależnie od pory dnia, przedstawiono na rysunku 61. Porównując go z poprzednim rysunkiem stwierdzamy, że w tym przypadku w godzinach przedpołudniowych prądy wstępujące sięgają do 500÷600 m, a prędkość ich (średnia) sięga 1,2 m/s. W południe prądy wstępujące osiągają pułap 800 m, a średnie ich prędkości wynoszą 1,4 m/s na poziomie 250 m (linia *b*). W godzinach popołudniowych maleją ich prędkości i ich zasięg. W poszczególnych przypadkach prędkości prądów wstępujących poniżej podstawy chmur mogą dochodzić do 6 m/s.



Rys. 61. Rozkład średnich prędkości prądów wstępujących w zależności od pory dnia przy termice cumulusowej poniżej podstawy chmur

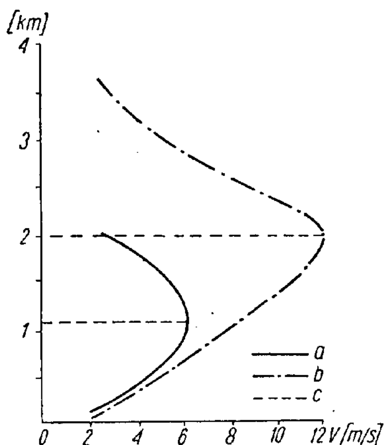
a — przed południem, *b* — w południe, *c* — po południu

Wewnątrz chmur tak dużej fluktuacji prądów pionowych nie obserwuje się. Dzięki wydzielaniu się ciepła kondensacji, podczas procesu skraplania dochodzi do ogrzania się powietrza i do dalszego jego wznoszenia się. Oczywiście, intensywność wydzielania się ciepła nie jest wszędzie jednakowa i zależy od wilgotności wznoszącego się powietrza.

Jeżeli wilgotność jest niewielka, to podczas kondensacji wydziela się nieduża ilość ciepła. W miarę wzrostu wysokości kondensacja pary wodnej początkowo wzmaga się, a na pewnym określonym poziomie stopniowo maleje, ponieważ większość pary skropliła się już wcześniej. Powoduje to z kolei, że rozkład prędkości prądów konwekcyjnych w chmurze początkowo wzrasta od podsta-

wy do 1/2 wysokości chmury. Cu hum i Cu med i do ? pionowego zasięgu chmury — w przypadku Cu cong i C

Zależności te przedstawiono graficznie na rysunku (Dane te pochodzą z obserwacji nad obszarem Związ Radzieckiego i oparte są o 33 pomiary. Z rysunku w dzimy, że prędkość prądów rzeczywiście wzrasta począ kowo do określonego poziomu, a następnie stopniowo m leje.



Rys. 62. Rozkład średnich prędkości prądów wstępujących w chm rze w zależności od wysokości

a — w przypadku chmur Cu hum i Cu med, *b* — w przypad chmur Cu cong i Cb, *c* — poziom maksymalnych prędkości pio wych

Analizując rysunki 61 i 62 można stwierdzić, że w p czątkowym stadium rozwoju konwekcyjnych chmur w wnątrzmasowych, gdy miąższość ich jest niewielka, pręc kości pionowe podlegają bardzo silnej fluktuacji. W chm rach konwekcyjnych średnio wypiętrzonych (Cu me fluktuacje te są już nieco łagodniejsze. Podczas dalsze rozwoju tej chmury, przy przekształceniu się jej w C cong, zmienność prądów wstępujących wystąpić może j dynie w dolnych partiach chmury. Jednak wraz ze wzr stem wysokości fluktuacje te zanikają, rozkład prędkoś jest bardziej równomierny i w środkowych partiach m że dochodzić do 15 m/s. Przy dalszym rozwoju chmur przekształcaniu się jej w Cb, omawiane fluktuacje gin prędkości wzrastają do 20 m/s, a często i powyżej. Z t go co powiedziano wynika, że w miarę rozwoju chmu prądy wstępujące zmieniają się nie tylko ilościowo, a i jakościowo.

Podczas przechodzenia bowiem Cu hum w Cu cong unoszenie się powietrza ku górze przyjmuje inną formę. W chmurach słabo rozbudowanych powietrze unosi się w postaci odizolowanych pęcherzy, a w silnie rozwiniętych chmurach konwekcyjnych — w postaci strug (kominów). W chmurze dochodzi do łączenia się drobnych pęcherzy w dobrze wykształcone strugi.

Należy jeszcze dodać, że zaburzenia w pionowym rozkładzie prądów wstępujących w chmurze mogą być spowodowane zassaniem przez chmurę powietrza otaczającego (dokładniej przez komin wewnątrz chmury). Powietrze może być przy tym zassane z odległości kilku kilometrów od ściany chmury (Cu cong, Cb). Średnie prędkości tego zassania mogą być rzędu kilku m/s (tabl. 12).

Tablica 12

Średnie prędkości zassania powietrza przez chmurę (wg Szmetera)

Prędkość zassania w m/s	0÷1	1÷2	2÷3	3÷4	4÷5	5÷6	6
Częstość w %	31	21	10	10	8	8	12

Masa powietrza zassana do wnętrza chmury Cb jest bardzo wielka. Jak wykazały badania, masa chmury podwaja się dzięki temu procesowi tak samo, jak w przypadku dalszego wypiętrzenia chmury o 1,5÷2,0 km.

Z chmurami konwekcyjnymi związane są także prądy opadające, które mogą występować tak wewnątrz samej chmury, jak i z boku. Dla przykładu przytoczono w tablicach 13 i 14 dane, jakie otrzymano w stanie Ohio (USA) w czasie badań rozwoju chmur burzowych.

Dane zawarte w tablicy 12 uzyskano z przebadania 747 prądów wewnątrz chmury. Z liczby tej 58% kominów chmurowych dało prędkości rzędu 6÷7 m/s, a maksymalne ich prędkości przekraczały 25 m/s. Średni poprzeczny ich przekrój wynosił 1,5 km, a maksymalny 12,5 km. Stwierdzono także, iż w stadium rozwoju chmury cały jej obszar objęty jest prądami wstępującymi. W miarę zaś ustawania jej rozwoju prądy te słabną, początkowo w dolnej części chmury, a następnie dopiero w wyższych partiach. Obserwujemy wówczas rozpadanie się chmury — przeważają w niej wówczas już prądy opadające. Prędkość ich jest przy tym mniejsza niż prędkość prądów wstępujących (tabl. 14).

Tablica

Częstość (%) prędkości prądów wstępujących w chmurach Cb na różny wysokościach

Prędkość pionowa [m/s] \ Wysokość [m]	1500	3000	4500	6500	7500
0,0÷3,0	16,6	12,9	8,7	14,7	3,7
3,1÷6,0	75,0	41,6	38,0	34,5	24,6
6,1÷9,0	8,4	22,2	23,8	28,0	30,2
9,1÷12,0		20,4	21,0	11,4	22,6
12,1÷15,0		2,9	4,7	4,8	7,5
15,1÷18,0			2,9	6,6	5,7
>18,0			0,9		5,7

Tablica

Częstość (%) prędkości prądów opadających w chmurach Cb na różny wysokościach

Prędkość pionowa m/s \ Wysokość m	1500	3000	4500	6500	7500
0,0÷3,0	50,0	26,6	20,9	19,2	9,1
3,1÷6,0	41,6	30,6	46,6	42,4	36,4
6,1÷9,0	8,4	32,6	16,2	34,6	22,8
9,1÷12,0		8,2	9,4	3,8	13,6
12,1÷15,0		2,0	4,6		9,1
>15,0			2,5		9,1

Z analizy uzyskanego materiału stwierdzono, że w 50% prądy opadające w Cb nie przekraczają 4÷4,5 m/s. Maksymalna zaś prędkość, jaką udało się stwierdzić, wyn siła 24 m/s, poziome rozmiary tych prądów były rzęd 1200 m.

Jeszcze bardziej złożony charakter wykazują prądy pionowe w najbliższym sąsiedztwie silnie wypiętrzonyc chmur kłębiastych. Na szczególną uwagę zasługują tu prądy opadające. Jednym z mechanizmów ich powstawani jest ochładzanie się powietrza wywołane parowanien kropelek chmury z jej bocznych ścian. Jednak główn rolę odgrywają tu ruchy kompensacyjne (osiadanie kompensacyjne). Ich powstanie wywołane jest konieczności

uzupełnienia tej masy powietrza, jaka unoszona jest prądami pionowymi ku górze. Im intensywniejsze są ruchy wstępujące, tym silniejsze są ruchy kompensacyjne w pobliżu chmury. Poprzeczny przekrój tych prądów jest 2÷2,5 raza większy od przekroju chmury na tym samym poziomie.

Zagadnienie struktury prądów kompensacyjnych nie jest do tej pory całkowicie wyjaśnione. Stwierdzono jednak, że strefa ta jest rozwarstwiona pod względem termicznym, tzn. że temperatura nie jest w nich jednakowa w przekroju pionowym.

Analizując to rozwarstwienie temperatur w niewielkiej odległości od chmury stwierdzono, że na wysokości $^{2}/_{3}$ pionowego zasięgu chmury ma miejsce „wypływanie" powietrza z chmury na zewnątrz. Na tej bowiem wysokości zaczyna się rozpływanie wznoszącego powietrza na boki. Powietrze to po wydostaniu się na zewnątrz zaczyna opadać w dół i ogrzewać się adiabatycznie; na określonym poziomie może ono okazać się cieplejsze od otoczenia, dając początek słabym prądom wstępującym w pobliżu samej chmury. Prądy te nie muszą występować zawsze; w przypadku jednak gdy występują, są one ograniczone do wąskiej strefy położonej w pobliżu ściany chmury. Prądy te, choć słabe, mogą być wykorzystywane przez szybowników (stąd powiedzenie: „z boku chmury nosi"). Omawiane prądy, nazwane „wtórną cyrkulacją", występują tylko w tym przypadku, gdy prędkość wiatru na poziomie ich występowania jest niewielka. Duże prędkości wiatru prowadzą do ich zaniku.

Jednym ze zjawisk związanych z wypiętrzonymi chmurami kłębiastymi jest turbulencja. Intensywność jej może wahać się w szerokich granicach. Latając w chmurach kłębiastych zetknąć się można w jednej i tej samej chmurze tak z drobnymi ruchami turbulencyjnymi o przekroju kilku metrów, jak i z bardzo silnymi o przekroju kilkudziesięciu, a nawet kilkuset metrów.

Ponieważ zjawisko turbulencji jest dla szybownika bardzo niebezpieczne, dlatego omówimy je tu nieco szerzej. Z turbulencją można się spotkać tak w samej chmurze, jak i poza jej obrębem.

TURBULENCJA WEWNĄTRZ CHMURY KŁĘBIASTEJ

Najintensywniejszą turbulencję w chmurze notuje się w czasie jej rozwoju. W silnie wypiętrzonym Cu cong i Cb wartości turbulencji wyrażone w jednostkach przy-

spieszenia ziemskiego dochodzą do 1,97 g, co odpowia
efektywnej prędkości 11 m/s. W słabo wypiętrzony
chmurach kłębiastych i zanikających Cu cong i Cb są o
rzędu 0,5 g, co odpowiada efektywnej prędkości 4÷5 m
Struktura i przestrzenne rozmieszczanie stref turbule
cji w wypiętrzonych chmurach kłębiastych nie są jeszc
dokładnie zbadane. Z dotychczasowych badań wynika,
najczęściej porywy turbulencyjne występują w pobli
granicy prądów „uporządkowanych" (powyżej podstaw
chmur) i prądów opadających. Stwierdzono również,
prędkość tych porywów rośnie wraz ze wzrostem pręd
kości prądów pionowych. Świadczy to o tym, że ruch
turbulencyjne czerpią swą energię kinetyczną z energ
„podstawowego" prądu wstępującego lub też opadająceg
Przekształceniu energii tego prądu w energię ruchu tu
bulencyjnego sprzyja znaczna chwiejność termiczna, ta
charakterystyczna dla chmur kłębiastych.

Najintensywniejszą turbulencję notuje się zwykle w p
bliżu centralnej części chmury, gdzie jak wiemy wyst
pują najsilniejsze prądy wstępujące. Tym samym wi
ruchy turbulencyjne sięgają tak wysoko, jak wysoko si
gają prądy wstępujące — to znaczy aż do górnych częś
chmury.

TURBULENCJA Z BOKU CHMUR KŁĘBIASTYCH

Ogólnie można powiedzieć, że całkowita powierzchni
strefy objętej turbulencją jest około 2÷3 razy większ
od powierzchni chmury na tym samym poziomie, prz
tym intensywność turbulencji zawsze maleje w miarę od
dalania się od chmury. Na przykład, jak to wykazały ba
dania nad izolowanym Cb inc, lekkie rzucanie daje si
już odczuć około 15 km przed chmurą po jej stronie do
wietrznej i 8÷10 km po stronie zawietrznej. Intensyw
ność tego rzucania jest rzędu 0,07÷0,1 g.

W miarę zbliżania się do chmury turbulencja wzmag
się, lecz nie przekracza wartości ±0,3÷0,4 g. Z chwil
wejścia w chmurę natężenie turbulencji wzrasta raptow
nie dochodząc do ±0,7÷0,8 g. Z przeprowadzonych bada
wynika także, iż silniejszą turbulencję obserwuje się w
pobliżu Cb calv niż w pobliżu Cb inc.

TURBULENCJA NAD CHMURAMI KŁĘBIASTYMI

Natężenie turbulencji nad chmurami maleje wraz z wy
sokością. Na przykład jeżeli na wysokości 100 m na

chmurą prawdopodobieństwo wystąpienia umiarkowanego rzucania wynosi 33%, to już na wysokości 200÷300 m spada ono do 17%. Stopień rozwoju turbulencji na górnej granicy chmur oraz nad nią zależy od stadium rozwoju chmury. Nad rozwijającymi się chmurami strefa turbulencji obejmuje stosunkowo grubą warstwę powietrza, a intensywność turbulencji jest największa w stadium pełnego rozwoju chmury; w stadium zanikania grubość tej warstwy maleje. Tym samym więc najsilniejszej turbulencji nad chmurami należy oczekiwać nad Cb calv. Nad Cb inc będzie ona zawsze słabsza. Z zewnętrznego więc wyglądu chmury można sądzić o ewentualnym natężeniu turbulencji.

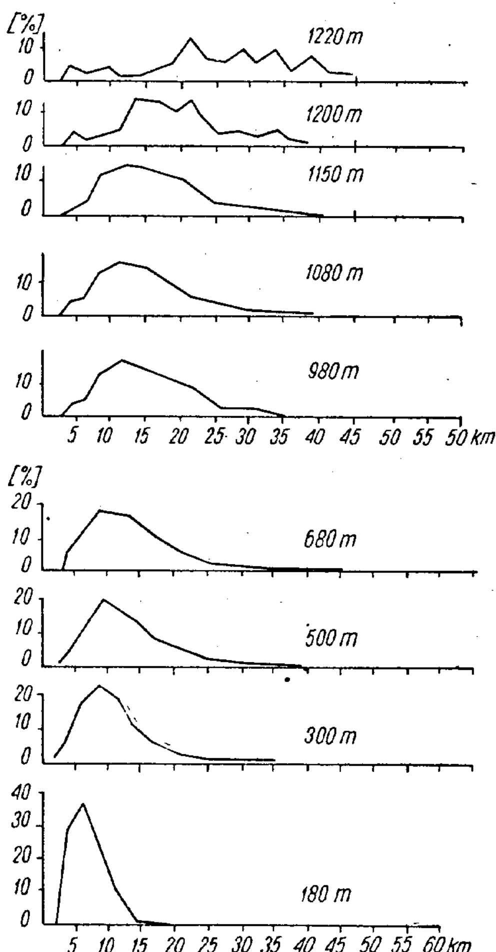
STRUKTURA CHMUR KŁĘBIASTYCH

Mikrofotografie kropli wodnych, z których zbudowane są chmury, pozwoliły stwierdzić, że w pobliżu podstawy rozwijającej się chmury (w warstwie 50÷100 m) są skupione przeważnie drobne kropelki o promieniu 10÷13 μ. W miarę wzrostu wysokości promienie kropelek wzrastają i w warstwie 400÷500 m powyżej podstawy chmur promienie ich wynoszą już 25÷30 μ, a na poziomie 1000 m dochodzą one do 100 μ.

Na rysunku 63 widać, że w miarę wzrostu wysokości zmienia się kształt krzywej rozkładu kropel wodnych (widmo kropel). Dane przedstawione na rysunku pochodzą z badań przeprowadzonych w Związku Radzieckim w dniu 28 sierpnia 1947 r. przez Zajcewa. W chmurach Cu cong promienie kropel mogą osiągnąć wymiar 150÷÷200 μ.

W rozwiniętej już chmurze konwekcyjnej można wyróżnić następujące trzy oddzielne strefy w zależności od tego, jaki proces odgrywa główną rolę w zmianie rozmiarów kropel wody (rys. 64):

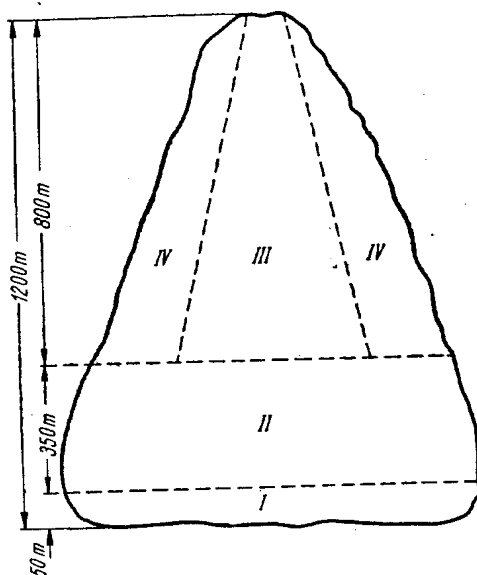
1) strefa kondensacji (*I* i *II*) — obejmuje ona dolną część chmury; grubość tej warstwy wynosi 200÷300 m, a przeważający rozmiar promieni kropel wody wynosi 15÷20 μ,
2) strefa koagulacji (*III*) — obejmuje ona całą wewnętrzną część chmury; w dolnej części tej strefy krople rosną jeszcze w większości przypadków drogą kondensacji, a jedynie największe z nich rosną w wyniku zlewania się poszczególnych kropel (koagulacja); powyżej 1000 m ponad podstawą chmury krople rosną głównie w wyniku koagulacji;



Rys. 63. Krzywe rozkładu częstości (%) średnic kropli w chmurach kłębiastych w zależności od wysokości

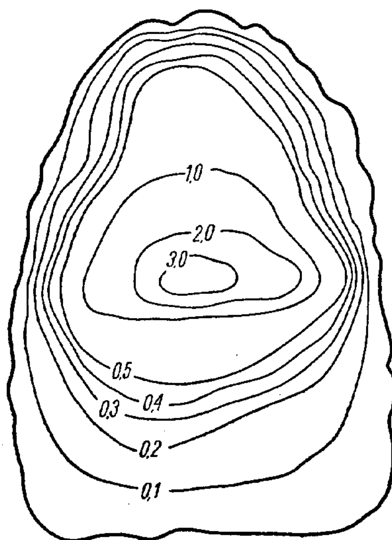
3) strefa parowania (*IV*) — jest to zewnętrzna strefa chmury, w której parowanie przeważa nad kondensacją i koagulacją, a rozmiary kropelek są bardzo małe; grubość tej warstwy jest rzędu 50÷100 m.

Pomiary wodności chmur kłębiastych (tj. ilości wody w jednostce objętości) wykazały, że wodność ich początkowo rośnie wraz z wysokością, osiągając maksymalne wartości na poziomie połowy wysokości ich wypiętrzenia. Następnie wraz ze wzrostem wysokości obserwuje się spadek wodności wywołany wyparowaniem kropel wody.



Rys. 64. Schemat rozkładu kropli w chmurze kłębiastej

I — strefa tworzenia się nowych kropli w wyniku kondensacji, *II* — strefa wzrostu kropli w wyniku kondensacji i koagulacji, *III* — obszar największych kropli tworzących się w wyniku koagulacji, *IV* — strefa wyparowywania kropli



Rys. 65. Wodność chmury kłębiastej (g/m³)

(Rozkład wodności z pomiaru dokonanego przez Zajcewa 24.VII.1949 r.)

W przekroju poziomym obserwuje się wzrost wodności od peryferii chmury do jej środka (rys. 65). W dolnej części chmury wodność wynosi około 0,1 g/m^3 i wzrasta w centralnej części do 3÷4 g/m^3.

Przyjrzyjmy się trochę bliżej mikrostrukturze chmur kłębiastych i kłębiastych deszczowych.

Cu hum. Jest to chmura zbudowana z drobnych kropel wody. W dolnej części tej chmury, na poziomie około 150 m, promień kropel wynosi 1÷10 μ, wodność tej warstwy wynosi 0,11 g/cm^3. 1 cm^3 powietrza zawiera 500 kropel. W następnej warstwie 150-metrowej krople zwiększają swe rozmiary do 20 μ, wodność wzrasta do 0,19 g/cm^3, liczba kropel wynosi 250/cm^3. Na wysokości 400 m nad podstawą chmury średnie wartości promienia kropel wynoszą 5 μ, wodność 0,38 g/cm^3, liczba kropel rzędu 150/cm^3. W zewnętrznych częściach chmury promień kropel jest rzędu 5 μ, wodność 0,14 g/cm^3, a liczba kropel spada do 90/cm^3.

Cu cong. Te chmury także zbudowane są z drobnych kropel wody. U podstawy chmury promień kropel dających maksymalny wkład w wodność chmury wynosi 25 μ. W warstwie 150÷500 m promień ich wzrasta do 5 μ, w warstwie 800÷1000-metrowej 6 μ, 1200÷1800 10 μ. W dolnej 300÷400-metrowej warstwie promienie kropel nie przekraczają 15 μ, a wodność tej warstwy wynosi 0,14÷0,32 g/m^3. Wodność chmury wzrasta wraz z wysokością i na poziomie 1000÷1200 m osiąga wartość maksymalną 1,65 g/m^3. Liczba kropel maleje z wysokością. Na wysokości 200÷250 m nad podstawą chmury notuje się ich 350/cm^3, na 1000 m — 120/cm^3, na 1800 m — 50/cm^3.

Cb. Chmura ta ma budowę mieszaną. Dolne jej partie zbudowane są z kropel wody, a powyżej izotermy —15° chmura ma już budowę krystaliczną. Rozmiar kropel zależy od intensywności prądów wstępujących; im są one silniejsze, tym większe są krople, które mogą być unoszone tym prądem. W temperaturze niższej od —15° kryształki mają przeważnie kształt słupków, a przy wyższej temperaturze — kształt blaszek. Oprócz tych elementów w chmurze mogą wystąpić także śnieżynki, krupa i grad.

OBLODZENIE

Mówiąc o strukturze chmur zatrzymajmy się jeszcze na chwilę nad groźnym zjawiskiem, z jakim można się spotkać w czasie wykonywania lotu chmurowego, a mianowicie nad oblodzeniem.

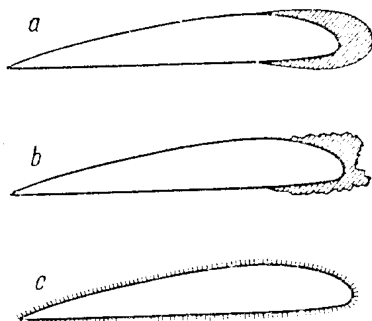
Oblodzeniem nazywane jest tworzenie się na powierzchni szybowca (samolotu) zwartej powłoki lodowej. Główną przyczyną powstawania tej groźnej powłoki (choć nie jedyną) jest obecność w powietrzu przechłodzonych kropel wody (krople o temperaturze niższej od 0°C). Występowanie ich możliwe jest dlatego, że w atmosferze nie zawsze jest dostateczna liczba jąder, na których mogłoby rozpoczynać się krzepnięcie pary wodnej. W określonej temperaturze oblodzenie może się tworzyć w chmurze, we mgle czy deszczu przechłodzonym. Czasami może ono wystąpić także w czasie lotu w chmurze krystalicznej lub w powietrzu bezchmurnym. Wynika stąd, że oblodzenie może powstać w wyniku zamarzania kropel przechłodzonych oraz w wyniku sublimacji.

Podczas zderzenia się kropli z powierzchnią szybowca (samolotu) zamarza tylko pewna jej część, gdyż ciepło, jakie wydziela się podczas krzepnięcia podnosi temperaturę powyżej 0°C i dalsze krzepnięcie zostaje zahamowane, a kropla zaczyna się rozlewać. Dalsze jej zamarzanie na powierzchni płata wywołane jest przede wszystkim parowaniem, które zużywa dużą ilość ciepła.

Prędkość parowania przy określonej wilgotności wzrasta wraz ze wzrostem powierzchni parowania oraz zmniejszeniem się promienia krzywizny kropelek. Z chwilą rozbicia się dużej kropli tworzą się liczne drobne krople, które bardzo szybko zamarzają, zanim jeszcze zdążą się połączyć ze sobą — tworząc małe gruzełki lodu.

W zasadzie rozróżnia się trzy rodzaje oblodzenia (rys. 66):

a) lód szklisty,
b) lód porowaty,
c) lód krystaliczny.



Rys. 66. Główne postacie oblodzenia
a — lód szklisty, *b* — lód porowaty, *c* — lód krystaliczny

Lód szklisty stanowi przezroczystą, twardą i gładką p krywę; powstaje on w przypadku lotu w chmurze op dowej w strefie opadu przechłodzonego i najszybciej n rasta w temperaturze 0÷8°C. Tworzenie się tej pokryw obserwuje się najczęściej na krawędziach natarcia i zastrzałach. Przylega ona bardzo silnie do powierzch szybowca (samolotu). Przędkość narastania lodu docho nieraz do 2÷3 cm/min.

Podczas lotu w chmurze, w której znajdują się du krople wody przechłodzonej, oblodzenie ma postać lo szklistego dlatego, że krople w chwili zetknięcia się z sz bowcem nie krzepną od razu, lecz rozlewają się po p wierzchni i dopiero po upływie pewnego czasu pod wpł wem parowania — zamarzają. Ten rodzaj oblodzenia je najbardziej groźny.

Lód porowaty ma postać mniej lub bardziej zbitego l du nieprzezroczystego o budowie ziarnistej. Lód ten os dza się w przypadku, gdy lot odbywa się w chmurze zb dowanej z drobnych kropli przechłodzonych. Krople przy zetknięciu się z szybowcem zamarzają bardzo szy ko, gdyż parowanie jest w tym przypadku bardzo inte sywne (duża powierzchnia). Krople te zamarzają zani zdążą połączyć się z sąsiednimi kroplami. Z tego powo między poszczególnymi grudkami lodu pozostją pęcherz ki powietrza. Powłoka ta jest bardzo krucha i pod wpł wem wibracji kruszy się sama. Lód ten osadza się prze wszystkim na krawędzi natarcia w postaci nieregularny nawarstwień, mających w środkowej części wgłębienie.

Lód krystaliczny osadza się w czasie lotu w chmura zbudowanych z drobnych przechłodzonych kropelek i kr ształków lodu, w temperaturze poniżej —10°C. Ma nierówną, włóknistą budowę.

Na skutek sublimacji pary wodnej podczas lotu pr bezchmurnym niebie na powierzchni skrzydeł i na kabin osadza się szron.

Warunki takie można spotkać podczas nagłego przech dzenia z warstw o niższej temperaturze do warstw o tem peraturze wyższej. Grubość powłoki szronu jest zazw czaj niewielka.

ZALEŻNOŚĆ KONWEKCJI OD CHARAKTERU PODŁOŻA

Prądy konwekcyjne wykazują ścisłą zależność od rze by terenu i właściwości fizycznych gleby. Zależność jest tak duża, że chcąc badać ten związek trzeba przyj pewne uogólnienia odnośnie charakteru podłoża. Każd

niewielkie nawet wzniesienie, większa wilgotność gleby czy też różnice w jej barwie mogą się przyczynić do przyspieszenia bądź opóźnienia rozwoju prądów konwekcyjnych.

Wpływ właściwości podłoża na omawiane prądy odbija się na poszczególnych ich parametrach, takich jak: pionowy zasięg, rozmiary, koncentracja (liczba prądów wstępujących przypadających na 1 km^2), różnice temperatury między powietrzem wstępującym a opadającym.

Rozpatrzymy to zagadnienie w odniesieniu do obszarów charakteryzujących się różnymi warunkami fizyczno-geograficznymi. Zaczniemy od omówienia różnic między parametrami prądów konwekcyjnych rozwijających się nad lądem i powierzchniami wodnymi.

Główna różnica polega na tym, że prądy konwekcyjne nad lądem rozwijają się najintensywniej w porze dziennej (w południe), a nad zbiornikami wodnymi — w porze wieczornej i nocą. Jak wykazały badania przeprowadzone przez Wulfsona, prądy wstępujące, jakie rozwijają się nad powierzchniami wodnymi, mają większe rozmiary niż analogiczne prądy powstające nad lądem stałym (tabl. 15).

Tablica 15

Rozmiary prądów wstępujących

Parametry konwekcji	morze	ląd	jezioro	ląd
Wysokość lotu (m)	100÷1000	100÷1000	20÷300	30÷300
Średnie rozmiary prądów konwekcyjnych (m)	53	48	58	52
Średnia koncentracja prądów	26	38	48	40

Z tablicy 15 wynika, że średnie rozmiary prądów wstępujących nad zbiornikami wodnymi są większe niż rozmiary podobnych prądów nad lądami, ponieważ zbiornik wodny stanowi jednolity pod względem fizycznym ośrodek, nagrzewa się w przeciwieństwie do lądu bardziej równomiernie, zaś ląd — zależnie od rodzaju gleby.

Niejednakowe nagrzanie się podłoża powoduje, że od jego powierzchni odrywają się co jakiś czas pęcherze powietrza, które łącząc się dają w efekcie początek większym prądom wstępującym. Nad zbiornikami wodnymi,

które nagrzewają się jednakowo na dużej przestrzeni, zjawisko to nie zachodzi tak intensywnie. Obserwuje się natomiast powstawanie większych prądów wstępujących, i to głównie wieczorem. Dowodem tego może być Cu cong, jaki powstaje często latem nad Śniardwami.

Prądy powstałe nad jeziorami, co jest bardzo charakterystyczne, sięgają mniejszych wysokości niż prądy konwekcyjne powstałe nad lądem.

Często obserwuje się, że w tym samym czasie gdy nad lądem prądy wstępujące osiągają poziom 1000÷2000 m, to nad powierzchnią wodną dochodzą one tylko do 500÷÷700 m. Tym samym więc warstwa objęta ruchami konwekcyjnymi nad wodą jest znacznie mniejsza niż nad lądem; także i koncentracja prądów pionowych nad zbiornikami wodnymi jest mniejsza niż nad podłożem stałym lądowym. Jednak ogólna powierzchnia prądów wstępujących nad lądem stałym jest większa niż nad powierzchniami wodnymi, ponieważ nad podłożem stałym prądy pionowe tworzą się częściej. Dlatego mimo ich mniejszych rozmiarów, wskutek większej częstości występowania ogólna ich powierzchnia jest większa. Stąd można wysnuć wniosek, że prądy konwekcyjne rozwijające się nad lądem obejmują nie tylko grubszą warstwę powietrza, lecz są także intensywniejsze od podobnych prądów rozwijających się nad zbiornikami wodnymi.

Należy tu jeszcze dodać, że chociaż ruchy konwekcyjne nad zbiornikami wodnymi rozwijają się przy całkowitym prawie braku różnic termicznych podłoża (jakim jest woda), to wszystkie różnice parametrów między nimi a analogicznymi parametrami prądów powstających nad lądem są tego samego rzędu, jak różnice między prądami wstępującymi przy różnym stopniu chwiejności atmosfery.

Można powiedzieć, że parametry prądów wstępujących nad wodą są podobne do parametrów prądów wstępujących nad lądem w godzinach porannych i wieczornych lub rozwijających się przy słabej chwiejności. Wspomniane podobieństwa świadczą o tym, że różnice między prądami konwekcyjnymi powstającymi nad lądem i wodą uwarunkowane są w głównej mierze stopniem chwiejności atmosfery. Świadczy to o tym, że mechanizm powstawania i rozwoju tych prądów nad powierzchnią wody jest analogiczny jak nad lądem.

Z tego co powiedziano o prądach rozwijających się nad lądem i wodą wynika, że w okresie dnia istnieje zawsze większe prawdopodobieństwo znalezienia prądów wstępujących nad lądem niż nad wodą. Pamiętać należy jednak,

że przekroje poprzeczne tych prądów są mniejsze, ale ich częstość jest dość duża. Nad zbiornikami wodnymi przeważają w ciągu dnia prądy opadające. Nie znaczy to jednak, że nie spotyka się nad nimi prądów wstępujących — one mogą występować nawet w ciągu dnia, ale ich intensywność i zasięg pionowy są niewielkie.

Silne prądy wstępujące nad zbiornikami spotkać można najczęściej w godzinach wieczornych i nocnych. W godzinach porannych (latem!) gdy słońce zaczyna ogrzewać podłoże, intensywność prądów nad zbiornikiem wody powoli maleje — wzrasta natomiast stopniowo intensywność prądów konwekcyjnych nad lądem. W tym czasie bowiem ląd nagrzewa się intensywniej i szybciej niż woda, a od ogrzanego podłoża zaczynają odrywać się pojedyncze pęcherze ciepłego powietrza bądź też zaczynają unosić się drobne strugi ciepłego powietrza, które po połączeniu się ze sobą na wysokości 200÷300 m tworzą komin termiczny.

Przeanalizujemy obecnie różnice między prądami konwekcyjnymi rozwijającymi się nad polami i lasami. Z dotychczasowych badań wynika, że rozmiary prądów konwekcyjnych nad lasem są mniejsze od tych, które rozwijają się nad polami. Różnice temperatury między powietrzem wznoszącym się a otaczającym są mniej więcej jednakowe nad obu obszarami, lecz nad polami występuje zwykle większa liczba niewielkich i słabo nagrzanych prądów.

Świadczy to o tym, że nad polami istnieją nieco gorsze warunki rozwoju konwekcji niż nad obszarami leśnymi; dlatego też koncentracja prądów wstępujących nad polami jest mniejsza niż nad obszarami zalesionymi. Trzeba tu także dodać, że nad polami i łąkami prądy konwekcyjne zanikają szybciej niż nad kompleksami leśnymi. Koncentracja prądów wstępujących nad omawianym obszarem, jak już powiedzieliśmy, jest większa niż nad polami; większa jest również nad lasem powierzchnia prądów wstępujących.

Różnice w parametrach prądów konwekcyjnych nad tak różnym pod względem właściwości fizycznych podłożem, jakim jest pole i las uwarunkowane są różnym stopniem chwiejności powietrza nad obu rodzajami podłoża; np. ruchy konwekcyjne rozwijające się nad lasem odpowiadają ruchom konwekcyjnym, jakie obserwujemy w warunkach większej chwiejności. Tutaj spotykamy się z pewnym pozornym paradoksem. Wiadomo bowiem, że pola oraz łąki nagrzewają się szybciej niż konary drzew. Tym samym więc większej chwiejności należałoby oczekiwać nad

polami, a nie nad lasami. Badania zaś udowodniły ostatnio wręcz coś przeciwnego. Można by więc zapytać — gdzie leży tego przyczyna? Odpowiedź jest krótka — w turbulencji.

Jak wiadomo, nad lasem, którego powierzchnia jest bardzo „chropowata", rozwija się intensywna turbulencja, a ze wzrostem turbulencji zwiększa się wymieszanie powietrza, co powoduje, że nad lasem warstwa powietrza charakteryzująca się dużymi wartościami pionowego gradientu temperatury (tzw. gradientami nadadiabatycznymi) jest znacznie grubsza niż nad polem czy łąką. Jak wykazały badania, wzrost turbulencji dynamicznej wpływa na parametry prądów konwekcyjnych, podobnie jak wzmożenie chwiejności, a mianowicie prowadzi do zmniejszenia się rozmiarów prądów konwekcyjnych, zwiększenia ich koncentracji, a przede wszystkim do zwiększenia grubości warstwy konwekcyjnej, tzn. warstwy objętej prądami konwekcyjnymi (tabl. 16).

Tablica 16

Parametry konwekcji nad polem i lasem (wg Wulfsona)

Parametry konwekcji	Pole	Las
Wysokość lotu (m)	50÷300	50÷300
Średnie rozmiary prądów konwekcyjnych (m)	58	56
Średnia koncentracja prądów	58	100
Względna powierzchnia prądów konwekcyjnych (m^2)	0,39	0.43

Z tego co powiedzieliśmy o rozwoju konwekcji nad polem i lasem wynika, że nad polem obserwuje się większą ilość prądów konwekcyjnych, ale o mniejszych rozmiarach niż nad lasem i dlatego, gdy napotka się w czasie przelotu nad powierzchnią dużego lasu komin termiczny, należy raczej go wykorzystać, gdyż ze znalezieniem drugiego mogą być kłopoty.

Ruchy konwekcyjne rozwijające się w górach wykazują wiele różnic w porównaniu z podobnymi parametrami prądów rozwijających się nad polami i zbiornikami wodnymi. Wskutek wymuszonych ruchów na zboczach prądy konwekcyjne w górach osiągają znacznie wyższe bezwzględne wysokości niż podobne prądy rozwijające się w sąsiednich dolinach. Średnio nad górami sięgają one dwukrotnie wyżej niż nad dolinami, przy czym, co jest

bardzo istotne, rozmiary prądów konwekcyjnych w górach są większe niż rozmiary prądów rozwijających się nad dolinami. Zjawisko to jest specyfiką gór i na pierwszy wzgląd przeczy temu wszystkiemu, co wiemy o warunkach rozwoju konwekcji. W górach prądy konwekcyjne w znacznej części powstają nad zboczami pokrytymi w dużym stopniu lasami, a w dolinach — nad polami i łąkami. Obecność lasu prowadzi do wzmożenia i tak już silnej turbulencji, a jak już wspomnieliśmy, wzrost turbulencji dynamicznej prowadzi do zmniejszenia rozmiarów prądów konwekcyjnych.

Wspomnieć należy tu także o tym, że w obszarach górskich prądy konwekcyjne nakładają się z ruchami wstępującymi cyrkulacji gór i dolin. Obecność tej cyrkulacji prowadzi do wzmożenia chwiejności atmosfery, prądy zaś zstępujące tej cyrkulacji przyczyniają się do zmniejszenia stopnia chwiejności atmosfery. Wzrost chwiejności sprzyja zmniejszeniu rozmiarów prądów konwekcyjnych. Tym samym więc należałoby oczekiwać, że nad doliną powinny rozwijać się silniejsze prądy konwekcyjne niż nad górami. Tymczasem badania wykazały, że istnieje odwrotna zależność, to znaczy, że w górach prądy konwekcyjne są większe niż nad doliną i znacznie większe niż nad równiną. Ponadto stwierdza się, że obecności dużych prądów konwekcyjnych w górach nie towarzyszy zmniejszenie ich koncentracji i względnej powierzchni, jak to ma miejsce nad obszarami pól i łąk.

Koncentracja prądów konwekcyjnych w górach jest podobna do koncentracji, jaką obserwuje się w dolinie. Dzięki temu względne powierzchnie prądów konwekcyjnych tak nad zboczami, jak i szczytami są większe niż nad dolinami. Pewną osobliwością prądów w górach jest to, że w porównaniu z podobnymi prądami rozwijającymi się nad doliną są one nieco cieplejsze, co uwarunkowane jest silniejszym nagrzewaniem się zboczy gór niż dna doliny (tabl. 17).

Tablica 17

Parametry konwekcji nad zboczami gór i nad dolinami

Parametry konwekcji	Dolina	Góry
Średnie rozmiary prądów konwekcyjnych (m)	68	81
Średnia koncentracja prądów	31	33
Względna powierzchnia prądów wstępujących (m^2)	0,20	0,31

Na zakończenie należy jeszcze dodać, że prądy konwekcyjne w górach wywołane są w głównej mierze obecnością znacznych kontrastów temperatury na niezbyt dużych odległościach; obok silnie nagrzanych części podłoża występują partie znacznie chłodniejsze znajdujące się w cieniu. Jak nam już wiadomo, kontrast termiczny podłoża jest najczęściej głównym czynnikiem wyzwalania prądów konwekcyjnych.

Rozdział 4

BURZA

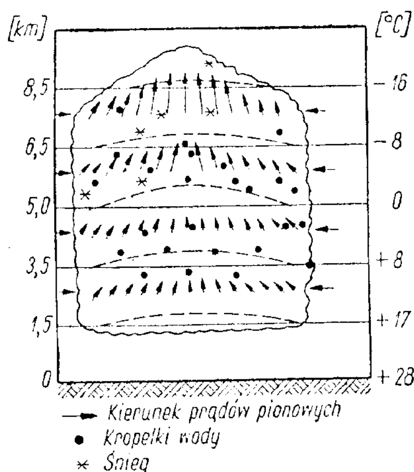
W meteorologii burzą określa się złożone zjawisko atmosferyczne, którego częściami składowymi są wyładowania elektryczne między chmurami lub między chmurą a ziemią (błyskawice) oraz towarzyszące im zjawiska akustyczne, czyli grzmoty. Burza związana jest z rozwojem potężnych chmur Cumulonimbus. Obecność ich świadczy o tym, że atmosfera ma równowagę chwiejną, a powietrze zawiera w sobie duże ilości pary wodnej. Cechą charakterystyczną burz jest także występowanie szkwałów, silnych krótkotrwałych opadów, czasami wypadanie gradu.

Burza jest zjawiskiem stosunkowo krótkotrwałym, przechodzącym przez trzy stadia: stadium rozwoju, stadium dojrzałe, stadium rozpadu.

Schematycznie stadium rozwoju chmury burzowej prezdstawiono na rysunku 67. W tym stadium powietrze znajdujące się wewnątrz chmury jest cieplejsze od powietrza otaczającego i unosi się do góry. Prędkości wznoszenia rosną wraz z wysokością i chmura rozbudowuje się do poziomu, na którym panuje temperatura niższa od zera. Na tej wysokości chmura zbudowana jest już z kropel oraz z płatków śniegu. Prędkość prądów pionowych w górnych partiach chmury dochodzi do 10 m/s. W tym stadium rozwoju chmura zasysając powietrze przez podstawę (prądy pionowe) i przez boczne ściany chmury „zaopatruje się" w parę wodną.

Początkowe stadium rozwoju chmury burzowej trwa około 10÷15 minut. W ciągu tego czasu komórka kon-

wekcyjna zwiększa swój przekrój z 1÷3 km do 10 km, a w kierunku pionowym rozbudowuje się do wysokości 6÷8 km. W tym też czasie chmura wzbogaca się bardzo w wodę — tak w stanie płynnym, jak i stałym; jednak silne prądy wstępujące uniemożliwiają jej wypadanie



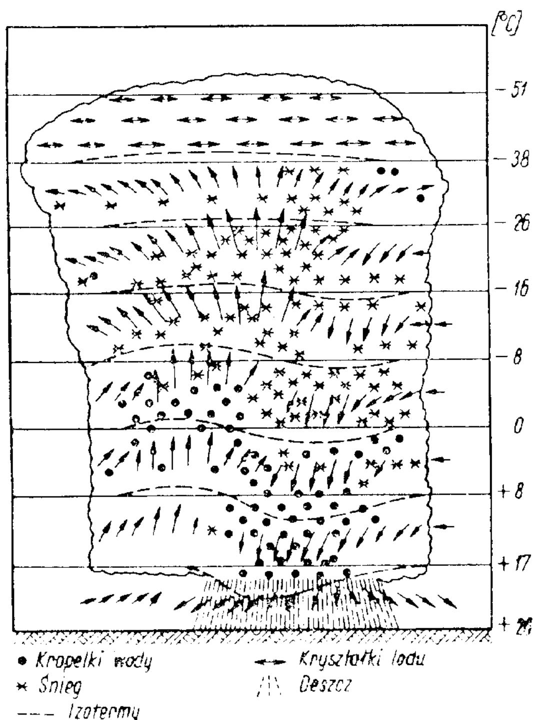
Rys. 67. Chmura w stadium rozwoju

w postaci deszczu. Wewnątrz chmury krople deszczu, kryształki lodu i płatki śniegu przenoszone są prądami pionowymi w górę i w dół, w rezultacie czego dochodzi do rozdziału ładunków elektrycznych.

Na rysunku 68 przedstawiono pionowy przekrój przez chmurę znajdującą się w stadium dojrzałym. W stadium tym krople i kryształki lodowe rozrastają się do tego stopnia, że prądy wstępujące nie są już w stanie utrzymać ich dalej w chmurze; wtedy zaczynają one wypadać w postaci deszczu lub gradu. Wypadanie deszczu świadczy o tym, że chmura w swym cyklu rozwojowym osiągnęła szczyt i że od tej chwili rozpoczyna się jej rozpad. Na rysunku 68 widać, że w stadium dojrzałości w niektórych partiach chmury zaczynają przeważać prądy zstępujące, wywołane tarciem spadających kropel o otaczające powietrze.

Początkowo prądy zstępujące obserwuje się tylko w środkowej i dolnej części chmury, a następnie rozprzestrzeniają się one stopniowo coraz wyżej. W środkowych i górnych partiach chmury prądy wstępujące mogą być bardzo intensywne, prędkość ich może dochodzić do 30 m/s.

W omawianym stadium prądy wstępujące i zstępujące sąsiadują ze sobą w chmurze bardzo blisko. Szybownik przelatując przez chmurę znajdującą się w stadium dojrzałym obecność tych prądów odczuwa przez nagłe i bardzo silne rzucanie, które może być katastrofalne w skutkach.

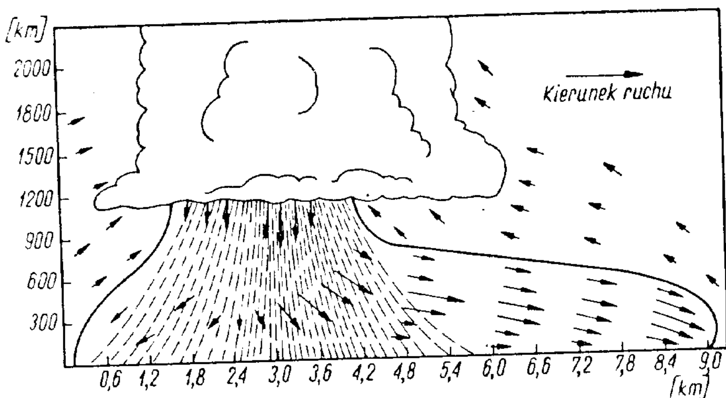


Rys. 68. Chmura burzowa w stadium dojrzałym

Prądy zstępujące rozpływają się poziomo nad powierzchnią w postaci wilgotnych i zimnych strug powietrza — w podobny sposób jak woda, która napotyka na swej drodze przeszkodę (rys. 69). Dotarcie takiego prądu do ziemi następuje nagle i zaznacza się silnymi porywami wiatru.

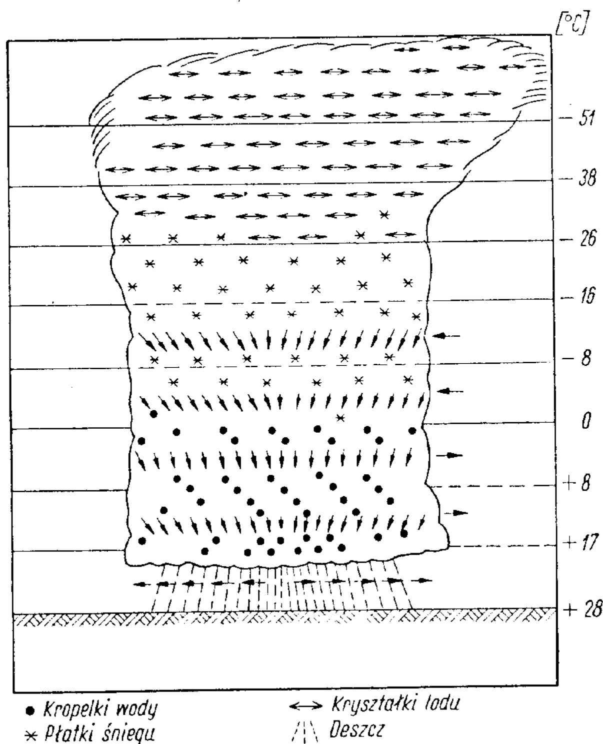
Stadium dojrzałości trwa 15÷30 minut. W tym czasie prądy zstępujące starają się opanować całą chmurę, która osiąga w tym okresie maksimum swego rozwoju pionowego. W tym samym czasie obserwuje się liczne wyładowania elektryczne i wypadanie gradu.

W stadium rozpadu kontury chmury stają się mniej wyraźne. Charakter prądów pionowych jest zupełnie od-



Rys. 69. Rozpływanie się prądu opadającego pod chmurą

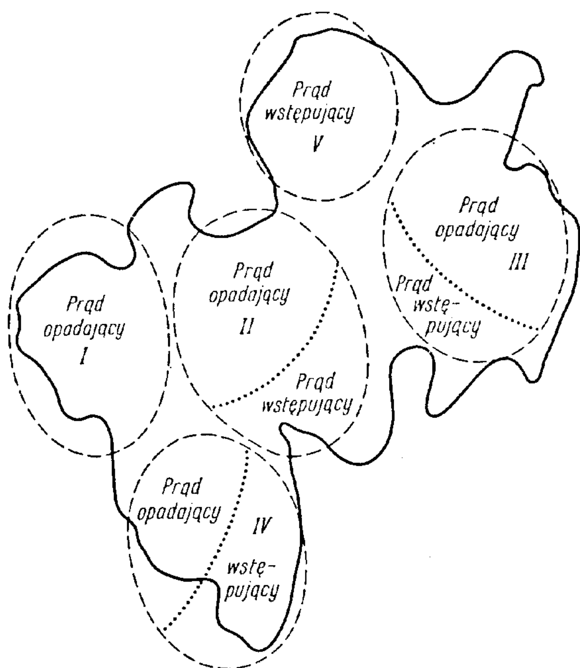
wrotny niż w stadium dojrzałym (rys. 70). Miejsce silnych prądów wstępujących w dwóch pierwszych stadiach zajmują obecnie słabsze prądy zstępujące, które pod koniec



Rys. 70. Chmura burzowa w stadium rozpadu

trzeciego stadium zajmują już obszar całej chmury. W tym też okresie maleje intensywność opadów, a temperatura powietrza wewnątrz chmury zbliża się stopniowo do temperatury powietrza otaczającego.

Przedstawiony obraz rozwoju chmury burzowej stanowi tylko idealny przypadek. Tylko bardzo rzadko zdarza się, aby burza stanowiła tylko jedną komórkę konwekcyjną. Najczęściej bowiem burza składa się z grupy chmur (komórek konwekcyjnych), przy czym każda z nich ma obszary o pionowych prądach wstępujących i zstępujących; dlatego też chmura burzowa ma bardzo złożony charakter. Schematycznie przedstawiono burzę złożoną z kilku komórek na rysunku 71, przy czym komórka *I*



Rys. 71. Poziomy przekrój przez skupisko chmur burzowych (I ÷ V)

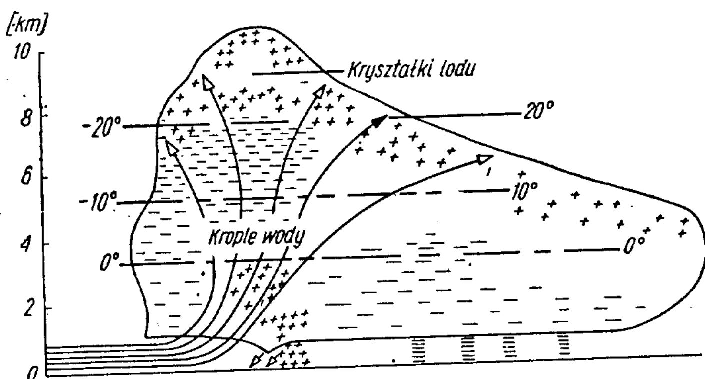
jest komórką najstarszą, a komórka *V* — najmłodszą. Oznacza to, że w komórce *I* przeważają już tylko prądy opadające, a w komórce *V* — prądy wstępujące.

Energia wyzwalająca się podczas kondensacji w postaci ciepła utajonego jest bardzo wielka. Jak wykazały badania, w chmurze, której przekrój wynosił 1 km, a wielkość spadłego opadu była rzędu 10 mm — masa skonden-

sowanej wody dochodziła do 30 000 ton, co odpowiada wydzielaniu się 2×10^{13} kalorii ciepła.

Znając już mechanizm rozwoju samej chmury burzowej zatrzymajmy się chwilkę nad zagadnieniem elektryzacji kropel deszczu i samej chmury.

Do tej pory nie jest całkowicie wyjaśnione, w jaki sposób powstają w chmurach burzowych różnoimienne ładunki przestrzenne. Wszystkie jednak teorie zakładają, że każda kropla opadu ma ładunek elektryczny, przy czym jego znak zależy od rozmiarów kropel — duże cząsteczki opadu mają zazwyczaj nabój ujemny, a małe — nabój dodatni. Ponieważ duże i małe krople mają różny ciężar, dlatego w chmurze dochodzi do ich rozsortowania. Rozsortowanie to dokonuje się w prądach pionowych. Dzięki temu procesowi w chmurze powstają obszary o różnoimiennych nabojach przestrzennych. Wynika z tego, że energią napędzającą „prądnicę" chmury burzowej jest energia prądów wstępujących, która wykonuje pracę przeciw siłom elektrostatycznym, jakie działają między poszczególnymi nabojami. Tu tkwi rozwiązanie zagadki, dlaczego działalność elektryczna związana jest z chmurami burzowymi — chmury te charakteryzują bowiem najsilniejsze prądy pionowe (rys. 72).



Rys. 72. Schemat rozmieszczenia ładunków elektrycnych w chmurze burzowej

Znaczne napięcia elektryczne, jakie powstają wewnątrz chmur Cb jak i między tymi chmurami oraz między chmurami a powierzchnią ziemi powodują, że większość ładunków przestrzennych przepływa w formie wyładowań iskrowych — błyskawic.

Zależnie od warunków meteorologicznych, w jakich dochodzi do rozwoju burz, dzieli się je na:

a) burze frontowe,
b) burze wewnątrzmasowe.

Burze frontowe rozwijają się na frontach atmosferycz-nych. W zależności od tego, na jakich frontach dochodz do ich rozwoju, dzieli się je na:

— burze frontu chłodnego (i okluzji chłodnych),
— burze frontu ciepłego.

Burze wewnątrzmasowe rozwijają się wewnątrz dane masy powietrza, które zalega nad określonym obszarem Zwykle dzieli się je na:

— burze adwekcyjne,
— burze konwekcyjne.

Burze frontu chłodnego. Ten rodzaj burz rozwija si na czole frontu chłodnego, gdzie obserwuje się intensyw-ne „wyrzucanie" ciepłego powietrza ku górze. W przy-padku, gdy ciepłe powietrze wypychane do góry prze napływające chłodne masy jest dostatecznie wilgotn i charakteryzuje się równowagą chwiejną, wówczas na czole frontu chłodnego rozwijają się silnie wypiętrzon chmury Cb. Charakterystyczną cechą burz rozwijającyc się na frontach chłodnych (i okluzjach chłodnych) jest to że układają się one w postaci linii o długości dochodzą-cej do kilkuset kilometrów.

W naszych szerokościach geograficznych chłodnymi ma-sami w cieplejszej połowie roku bywają masy powietrz polarnego morskiego i masy powietrza arktycznego. Naj-intensywniejszy rozwój chmur burzowych obserwuje si w przypadku, gdy chłodne masy powietrza polarnego cz arktycznego wyciskają ku górze bardzo ciepłe i wilgotn masy powietrza zwrotnikowego czy też przegrzane mas powietrza polarnego kontynentalnego.

Burze frontu chłodnego związane są zawsze z ośrodka-mi niżowymi i nie wykazują dużej zależności od por dnia i charakteru podłoża. Występują one wąską stref (40÷50 km) ciągnącą się czasami na przestrzeni kilkuse kilometrów. Przed linią frontu przemieszczają się zwykl chmury Cs pojawiające się na sto do stukilkudziesięci kilometrów przed samą chmurą burzową. Poprzedzaj one o 1÷2 godzin wystąpienie burzy.

Wiatry dolne przed wystąpieniem burzy wieją prze ważnie równolegle do frontu bądź też w kierunku fron tu. W czasie burzy wiatry stają się porywiste i częst przechodzą w szkwały wiejące od burzy w kierunku pro stopadłym do frontu. Sama zaś chmura burzowa prze-mieszcza się pod pewnym kątem względem prostopadłe

do kierunku ruchu frontu. Niekiedy burze frontu chłodnego pojawiają się już na 200÷300 km przed linią frontową — wówczas przejście frontu chłodnego zaznacza się silnymi wiatrami.

Burze frontu ciepłego występują znacznie rzadziej niż burze frontu chłodnego. W czasie wślizgiwania się powietrza ciepłego po klinie powietrza chłodnego ku górze powietrze to ulega stopniowemu adiabatycznemu ochłodzeniu, a para wodna w nim zawarta ulega kondensacji i wydziela się w postaci opadów ciągłych. Tak w ogólnym zarysie wyglądają procesy frontowe w przypadku, gdy masa powietrza ciepłego ma równowagę stałą. W przypadku jednak, gdy masa tego powietrza jest bardzo wilgotna i ma równowagę wilgotno-chwiejną, wówczas proces kondensacji pary wodnej przebiega bardzo gwałtownie, co prowadzi do powstania zwartego układu chmur frontowych. Jeżeli w takim układzie nad wślizgującą się masą powietrza ciepłego zalega chłodna masa powietrza, dochodzi do wzmożenia się chwiejności i w efekcie do rozwoju chmur Cb. W porównaniu z burzami frontu chłodnego podstawy chmur Cb frontu ciepłego zalegają znacznie wyżej.

W przypadku burz frontu ciepłego obserwator nie widzi chmury Cb, gdyż wbudowana jest ona w układ chmur Ns — As. Obecność jej zdradzana jest wyładowaniami elektrycznymi i grzmotami. Jeśli chmurze Cb nie towarzyszą zjawiska elektryczne i akustyczne, obecność jej zdradzana jest nagłym wzrostem intensywności opadu.

Burze okluzji chłodnej nie różnią się niczym od burz frontu ciepłego. Jak już wiemy, fronty okluzji powstają z chwilą zetknięcia się frontu chłodnego z ciepłym. W takim przypadku ciepłe powietrze wyciśnięte zostaje do góry i jego granica z powietrzem chłodnym znajduje się nad powierzchnią ziemi. Podczas tego procesu kontrast termiczny w dolnych warstwach powietrza zanika, lecz w wyższych warstwach utrzymuje się on nadal, co sprzyja rozwojowi silnej chwiejności, a w efekcie — rozwojowi chmur burzowych.

Burze adwekcyjne powstają w chłodnej masie powietrza, jaka napływa za frontem chłodnym. Gdy na tyle niżu za frontem chłodnym napływa chłodna masa powietrza polarnego morskiego, wówczas ogrzewając się od podłoża przyjmuje on równowagę wilgotno-chwiejną, co prowadzi do rozwoju chmur Cb, którym towarzyszą silne przelotne opady i burze. Burze te łatwo jest odróżnić od

burz frontowych, gdyż towarzyszą one chmurom odizolowanym od siebie. Są to po prostu typowe chmury wewnątrzmasowe.

Burz adwekcyjnych nie należy mylić z burzami konwekcyjnymi; pierwsze z nich rozwijają się we względnie niskich temperaturach, a prędkość ich przemieszczania się jest większa niż burz konwekcyjnych. Intensywność burz adwekcyjnych wzmaga się w przypadku, gdy podczas silnego ogrzewania się dolnych warstw powietrza od podłoża do wyższych warstw napływają świeże, chłodne masy powietrza polarnego morskiego. Burze też przebiegają tym gwałtowniej, im silniej nagrzane są dolne warstwy powietrza i im chłodniejsze są masy napływające górą.

Burze konwekcyjne. Cechą charakterystyczną tych burz jest ich występowanie w godzinach, w których przypada maksimum temperatury. Rozwijają się one podczas pięknej, upalnej pogody i mają wybitnie lokalny charakter.

Główną przyczyną rozwoju burz konwekcyjnych jest wyraźnie zaznaczona równowaga wilgotno-chwiejna. Chwiejność ta wywołana jest silnym nagrzaniem dolnych warstw powietrza od podłoża.

Latem, przy mało zmiennym polu barycznym o słabym gradiencie ciśnienia, obserwuje się coraz silniejsze nagrzewanie się podłoża. Temperatura powietrza wzrasta z dnia na dzień, a ze wzrostem temperatury wzrasta również wilgotność bezwzględna powietrza i zaczynają się pojawiać pierwsze chmury Cumulus, które następnie zaczynają rozwijać się w chmury Cumulonimbus. Chmury te występują odrębnie.

Burze konwekcyjne przemieszczają się powoli i szybko zanikają. Na drugi dzień chmury Cumulus pojawiają się ponownie, lecz nieco wcześniej niż pierwszego dnia. Proces ten trwa tak długo, dopóki prądy konwekcyjne nie doprowadzą do ogrzania się górnych warstw powietrza, a dolne warstwy nie ulegną ochłodzeniu przez wypadające opady. Z chwilą wyrównania się kontrastów termicznych działalność burzowa ustaje.

Bieg elementów meteorologicznych podczas burzy konwekcyjnej jest bardzo prosty. Temperatura i wilgotność bezwzględna wzrastają aż do chwili wystąpienia burzy; wilgotność względna zaś maleje. Wskutek silnego ogrzania się powietrza ciśnienie atmosferyczne stopniowo spada aż do momentu wystąpienia burzy; wówczas zaczyna ono nagle wzrastać. Prędkość wiatru wzrasta i wieje on od burzy we wszystkich kierunkach prowadząc czasami do

powstania nowych chmur Cb wokół pierwotnego ogniska burzy. Po ustaniu burzy wszystkie elementy wracają do „normy".

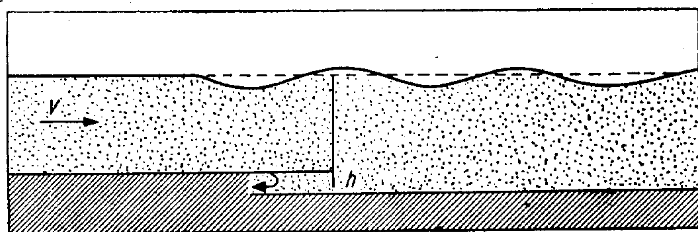
Burze konwekcyjne są zwykle bardzo intensywne — towarzyszą im liczne wyładowania elektryczne, obfite opady deszczu i gradu. Prędkość ich przemieszczania się jest niewielka i waha się w granicach 5÷15 km/h.

Rozdział 5.

FALA GÓRSKA

Z falą górską zapoznaliśmy się już w pierwszej części „Meteorologii *). W niniejszej pracy zapoznamy się dokładniej z teoretyczną stroną tego zagadnienia.

Zjawiska związane z oddziaływaniem gór na prądy powietrza można podzielić na dwie grupy. Do jednej grupy zalicza się wiatry lokalne wywołane różnicami termicznymi zboczy i samą obecnością gór. Tego typu wiatry mają niewielki pionowy zasięg i obejmują swym wpływem tylko przyziemną warstwę powietrza. Do drugiej grupy zalicza się zaburzenia wywołane nierównością powierzchni



Rys. 73. Zaburzenia falowe na powierzchni wody przez lokalne zwiększenie głębokości strugi

ziemi i związane z ogólnym polem barycznym. Tego rodzaju zaburzenia sięgają bardzo wysoko i często dochodzą do tropopauzy.

Kto obserwował ruch wody w strumyku o nierównym dnie, zauważył na pewno, że poniżej miejsca występowania nierówności dna ruch wody ma charakter falowy (rys. 73). Z podobnym zjawiskiem spotykamy się również

*) M. Schmidt „Meteorologia lotnicza", seria „Szkolenie Szybowcowe". WKŁ, Warszawa 1967.

i w atmosferze podczas przewalania się powietrza przez łańcuch górski.

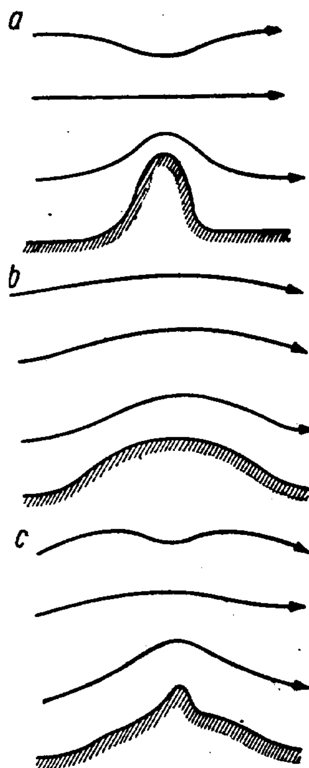
Podczas zafalowania powietrza nad łańcuchem górskim bardzo ważną rolę odgrywa stratyfikacja powietrza (czyli rozkład temperatury w atmosferze) i prędkość wiatru. Gdy powietrze ma równowagę chwiejną i wznosi się wzdłuż zboczy, to będzie się ono tak długo wznosiło, jak długo trwać będzie impuls zmuszający je do tego ruchu. Z chwilą ustania tego impulsu temperatura cząsteczki wznoszącego się powietrza ochładzając się adiabatycznie zrówna się z temperaturą otoczenia i tym samym siła wznosząca będzie równa zeru. W takim wypadku nie występuje siła, która zmusiłaby daną cząsteczkę do powrotu do pierwotnego położenia i dlatego przy równowadze chwiejnej nie obserwuje się ruchów falowych.

W przypadku zaś, gdy powietrze ma równowagę stałą i jakiś impuls wyprowadzi je z położenia pierwotnego, to cząsteczka powietrza będzie się starała wrócić do tego położenia. Osiągając swój poziom wyjściowy będzie ona poruszała się jeszcze przez pewien czas ruchem inercyjnym. Przy przechodzeniu cząsteczki przez poziom pierwotnego położenia (przy opadaniu) powstaje siła, która zawsze będzie starała się doprowadzić daną cząsteczkę do jej pierwotnego położenia. Dzięki temu ruch cząsteczki będzie ruchem okresowym. Wskutek siły tarcia ruch ten stopniowo będzie malał i na pewnej odległości od gór zaniknie zupełnie.

W procesie powstawania fal w atmosferze niepoślednią rolę odgrywają także siły nazywane siłami geostroficznymi. Dla przykładu rozpatrzymy strumień powietrza znajdujący się w tak zwanej równowadze geostroficznej. W przypadku prądu geostroficznego pionowa składowa gradientu ciśnienia jest zrównoważona poziomą składową siły odchylającej obrotu ziemskiego. Jeżeli taki prąd zostanie zmuszony do przepłynięcia nad barierą górską, to siły te będą starać się, aby powrócił on do poprzednich warunków kinematycznych.

Na rysunku 74 przedstawiono schematycznie zaburzony przez góry prąd powietrza w troposferze. Bezpośrednio nad szczytem góry zalega wał fenowy, a po stronie zawietrznej, w dolnych warstwach powietrza — tzw. chmury rotorowe, nad nimi zaś typowe chmury falowe — Altocumulus lentieularis (Ac lent), o charakterystycznym soczewkowatym wyglądzie. Przewalający się przez łańcuch górski prąd powietrza podzielić można na trzy części składowe:

1) strefę niezaburzonego jeszcze prądu powietrza (po stro-nie dowietrznej),
2) strefę prądu powietrza, w której linie prądów powie-trza powtarzają jakby rzeźbę terenu (strefa ta przyle-ga bezpośrednio do zboczy),
3) strefę występowania fal na stronie zawietrznej.



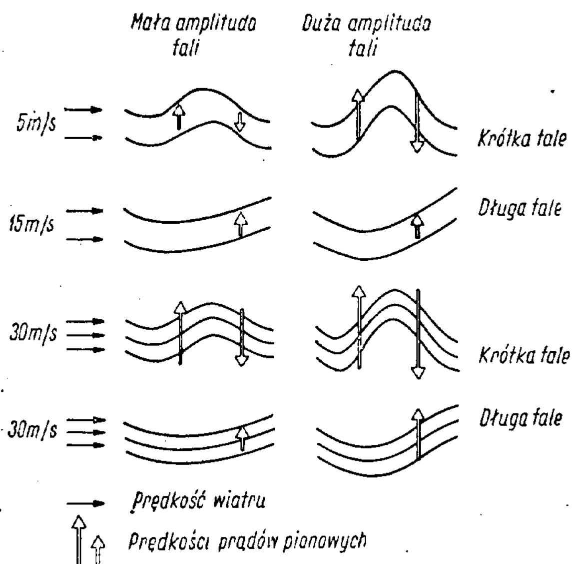
Rys. 74. Schemat przemieszczania się ku górze zaburzenia linii prą-dów wywołanego obecnością grzbietu górskiego w przypadku: *a* — wąskiego łańcucha górskie-go, *b* — szerokiego łańcucha gór-skiego, *c* — szerokiego łańcucha górskiego z ostrą granią

Fale orograficzne mają swoje charakterystyki, a mian-wicie długość i amplitudę.

Długością fali nazywamy odległość między dwoma s-siednimi grzbietami lub dolinami fali. Amplituda fali ch-rakteryzuje największe odchylenie w kierunku pionowy od linii prądu przed jego zaburzeniem przez góry. W mi-rę wzrostu odległości od bariery górskiej fale stają s coraz słabsze i stopniowo zanikają. Prędkość ich zanik-nia zależy od kształtu gór. Wielkość amplitudy fali zmi-nia się wraz ze wzrostem wysokości — im wyżej, ty

amplituda jest mniejsza. Amplituda fali, podobnie jak i jej długość, uzależnione są także i od prędkości wiatru. Schematycznie przedstawiono to na rysunku 75. Wynika z niego, że prądy wstępujące i opadające uzależnione są od:

1) dużej amplitudy; im większa jest amplituda, tym większy jest pionowy zasięg falowania,
2) małej długości fali; im krótsza jest długość fali, tym bardziej stromo wznosi się i opada powietrze,
3) silnego wiatru; im silniejszy jest wiatr, tym szybciej powietrze musi się przewalać przez barierę górską.



Rys. 75. Prądy pionowe fali orograficznej w zależności od długości fali, amplitudy fali i prędkości wiatru

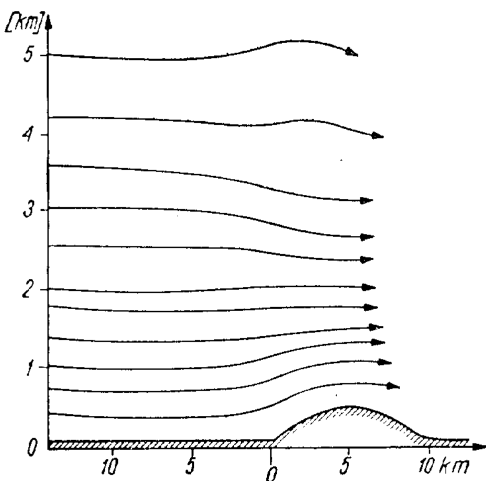
Pionowy przekrój przez prądy wstępujące i zstępujące, jakie obserwuje się podczas występowania fali, przedstawiono na rysunku 76 (wg Wallingtona). Rozkład taki uzyskano podczas występowania fali orograficznej w Szkocji w Sidlow Hills. Taki elipsoidalny rozkład prądów pionowych fali jest typowy dla tego zjawiska.

Powiedzieliśmy poprzednio, że w prądzie powietrza przepływającym przez barierę górską powstają zafalowania, którym towarzyszą obszary z prądami wstępującymi i obszary z prądami zstępującymi. W niektórych z tych obszarów prąd powietrza powtarza jakby rzeźbę powierzchni ziemi. Taką strefę nazwano strefą prądów bezpośrednich (prostych). Istnieją także i takie obszary, na

Rys. 76. Rozkład prądów pionowych w fali górskiej według Wellingtona

których prąd powietrza nie powtarza rzeźby terenu i ma pionowe przesunięcie odwrotnego znaku. Obszary takie nazwano strefami prądów odwróconych lub odwrotnych.

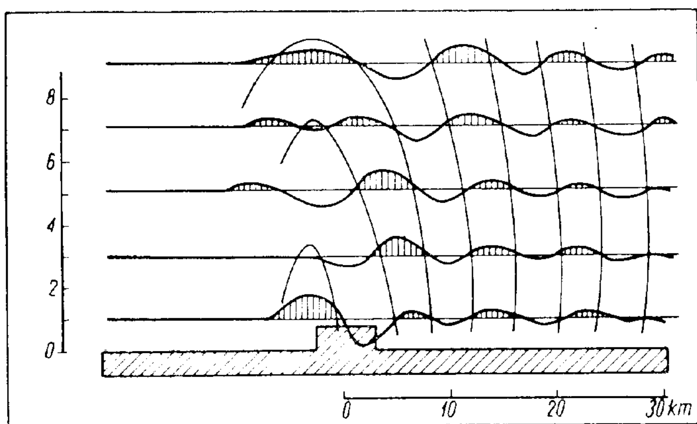
Na rysunku 77 przedstawiono schematycznie prądy po-



Rys. 77. Ruchy wymuszone nad górami według Dorodinicyna

wietrza nad wyżyną (wg Dorodinicyna). Na stronie dowietrznej wyżyny powietrze wznosi się ku górze i tam obserwujemy prądy wstępujące. Prądy te zaznaczają się do wysokości 2 km i począwszy od tego poziomu prądy wznoszącego się powietrza zanikają. Na tej też wysokości występuje tak zwana powierzchnia węzłowa (węzłem w przypadku fali stojącej nazwano punkt, w którym amplituda wahań równa jest zeru, tzn. że wahania tam nie zachodzą). Powyżej tej powierzchni występują prądy zstępujące.

Na rysunku 78 przedstawiono schemat opływania gór przez powietrze podany przez Lyrę. Wyszedł on z założenia, że w przypadku gdy płynący poziomo „niezaburzony" prąd powietrza natknie się na przeszkodę w postaci bariery górskiej, wówczas dolne linie prądów muszą się dopasować do rzeźby podłoża. Pociąga to jednak zaburzenie także i wyższych warstw. Powietrze traktował on jako gaz ściśliwy, przyjmując zarazem spadek temperatury wraz z wysokością uwzględniając również zmiany adiabatyczne zachodzące podczas przemieszczania się powietrza ku górze. Przyjął on stałą prędkość przepływu (wiatru) w całej masie powietrza.



Rys. 78. Analityczny wykres prędkości pionowych w odpływie halowym według Lyra

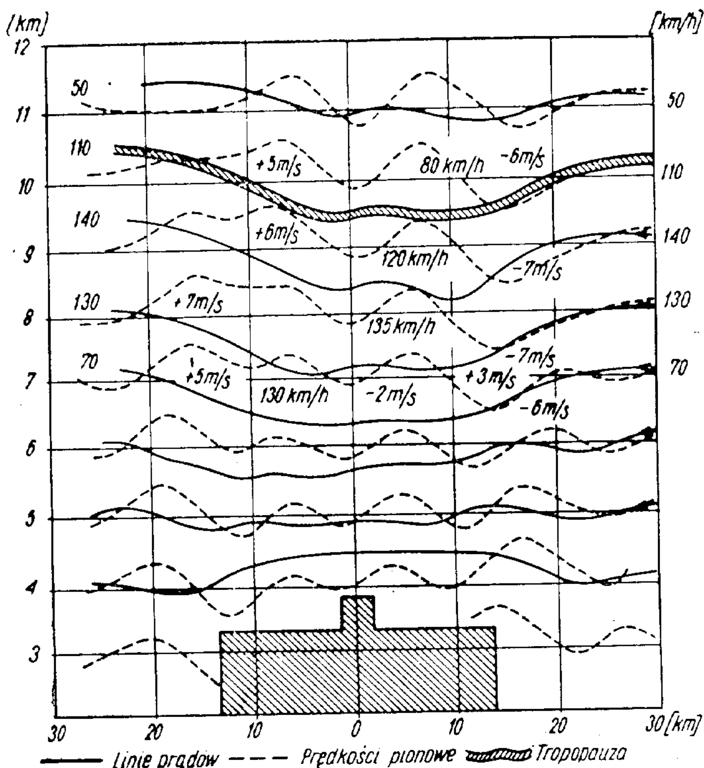
Prowadząc analizę uzyskanego w ten sposób obrazu określił on przebieg zmian prędkości pionowej cząstek powietrza na różnych wysokościach w zależności od położenia względem przeszkody. Grzbiety i doliny linii falowych ilustrują wielkość składowej pionowej prędkości cząsteczki powietrza w danym punkcie. Pola zakresko-

wane oznaczają wznoszenia. Punkty węzłowe odgradzają obszary prądów wstępujących od obszarów prądów zstępujących. Cienkie linie łączące punkty węzłowe na różnych poziomach wyznaczają granicę obszarów wznoszenia i opadania. Dla przyjętych przez Lyrę warunków wznoszenia w obszarze pierwszym (patrząc od przeszkody) wzrastają stopniowo wraz z wysokością osiągając maksimum na poziomie 4000 m. W drugim obszarze wznoszenia osiągają swe maksimum na poziomie 8000 m, a w dalszych obszarach jeszcze wyżej. Przyglądając się modelowi Lyry widać, że wszystkie obszary wznoszeń mają pewne nachylenie ku przodowi (pod wiatr). Najwyraźniej zaznacza się to na dużych wysokościach.

Odnośnie założeń należy jeszcze dodać, że do powstania fali konieczne są duże prędkości wiatru rzędu 10 m/s przy powierzchni ziemi, 20 m/s na wysokości 2000 m i 30 m/s na wysokości 4000 m. Poza tym w powietrzu powinna panować równowaga stała ($\gamma < 1°C$). Ostatni warunek mówi o tym, że najbardziej sprzyjającą porą roku dla wystąpienia fali jest chłodna pora roku, od października po marzec. W porze letniej fala może również wystąpić, ale na znacznie wyższym poziomie.

Meteorolog niemiecki Staffin wykonał modelowe badanie nad rozwojem fali górskiej dla łańcucha alpejskiego Hohe Tauern, przyjmując założenia Lyry. Uzyskane przez Staffina wyniki są przedstawione na rysunku 79. Wartości podane w km/h oznaczają prędkość przepływu powietrza na różnych wysokościach, a wartości wyrażone w m/s dotyczą wielkości prądów falowych. Z rysunku widać, że w miejscu największych wzniesień łańcucha górskiego prędkości są znacznie większe od tych, jakie występują na tym samym poziomie przed przeszkodą górską, tzn. przed zaburzeniem przepływu.

Scoorer w swych rozważaniach poszedł inną drogą. Wyszedł on z założenia, że w przypadku gdy dojdzie nagle do zwężenia lub rozszerzenia przekroju przepływu, wówczas musi dojść do zmiany prędkości poziomej; obserwujemy wtedy albo jej wzrost, albo spadek. W przypadku rozszerzenia się przekroju występują ruchy zstępujące, które sięgają do określonej wysokości. Jednak nad obszarem ruchów zstępujących powinny istnieć ruchy powietrza skierowane odwrotnie — ku górze, gdyż dzięki tarciu warstwy powietrza muszą się w czasie spadku poziomej prędkości w jakiś sposób spiętrzyć. Schematycznie przedstawiono to na rysunku 80.



Rys. 79. Przepływ falowy nad łańcuchem Hohe Tauern w Alpach obliczony przez Staffina według wzoru Lyry

Znaczny wkład w badania fali orograficznej włożył Scoorer, który drogą teoretycznych rozważań doszedł do wniosku, że prąd powietrza nad obszarem górskim zależy od wartości parametru

$$l^2 = \frac{g}{u^2} \frac{\gamma_a - \gamma}{T} - \frac{l}{u} \cdot \frac{\partial^2 \cdot u}{\partial^2_z}$$

gdzie:

g — przyspieszenie ziemskie,

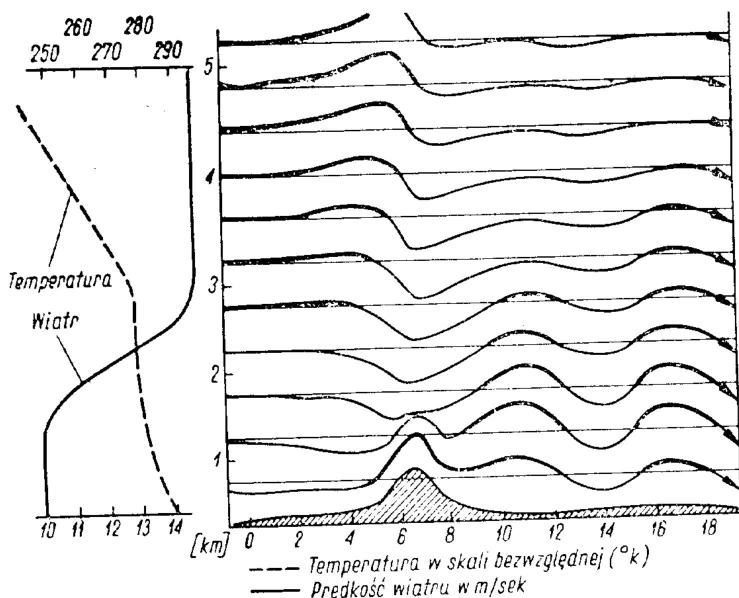
u — prędkość wiatru,

γ — gradient temperatury,

γ_a — gradient adiabatyczny,

T — temperatura w skali bezwzględnej,

$\frac{\partial^2 u}{\partial^2_z}$ — przyrost prędkości wiatru na określonej wysokości.



Rys. 80. Ruchy wymuszone nad łańcuchem górskim według Scoorera
— — — — — temperatura w skali bezwzględnej (°K),
————— prędkość wiatru w m/s

Do chwili obecnej nie poznano jeszcze, jaki wkład w rozwój fali wnosi wartość $\frac{1}{u} \cdot \frac{\partial^2 \cdot u}{\partial z^2}$ charakteryzująca pionowy rozkład wiatru. W praktycznych jednak badaniach wystarcza wzór uproszczony

$$l^2 \approx \frac{g}{u^2} \frac{\gamma_a - \gamma}{T}$$

Jeżeli parametr Scoorera l^2 maleje z wysokością, to w powietrzu występuje zafalowanie; w przypadku zaś gdy parametr ten wzrasta z wysokością, wówczas nie należy oczekiwać wystąpienia fali orograficznej.

Z ostatniego wzoru wynika również, że do wystąpienia warunków sprzyjających zafalowaniu w jakiejś cienkiej warstwie konieczne jest, aby w warstwie znacznie grubszej, w której zalega nasza warstwa, były spełnione następujące warunki:

— wzrost prędkości wiatru z wysokością,

— zmniejszanie się stałości równowagi z wysokością.

Oznacza to, że poniżej rozpatrywanej warstwy powinna występować silnie zaznaczona warstwa hamująca (inwersja). Oprócz tego konieczne jest, aby kierunek wiatru

nie zmieniał się wraz z wysokością. Fale orograficzne mogą powstać również w przypadku braku warstwy hamującej, jednak konieczny jest wówczas silny wzrost prędkości wiatru wraz z wysokością, który spełnia wówczas rolę inwersji przy powstawaniu fali. Gdy w atmosferze występuje inwersja, wówczas obecność fali zdradzana jest przez chmurę falową.

Corby wiąże maksymalną amplitudę fali z obecnością inwersji, przy czym maksymalną amplitudę stwierdza się w warstwie inwersyjnej. Powyżej tej warstwy amplituda fali maleje.

Zgodnie z badaniami Scoorera długość fali zamyka się między maksymalnymi i minimalnymi wartościami ułamka $\frac{2\Pi}{l}$, przy czym zgodnie ze wzorem na parametr l^2 podanym przez Scoorera

$$l \approx \frac{1}{u}\sqrt{\frac{\gamma_a - \gamma}{T}}$$

czyli wielkość l jest wprost proporcjonalna do pierwiastka kwadratowego równowagi stałej i odwrotnie proporcjonalna do prędkości wiatru. Z tego powodu większa długość fal wystąpić powinna przy dużych prędkościach wiatru i słabo zaznaczonej równowadze stałej. W przypadku zaś słabych wiatrów i silnie zaznaczonej równowadze stałej fale są krótkie.

Z wzoru wynika jeszcze jedno ważne stwierdzenie. Mianowicie — wartość parametru l zależy bardziej od prędkości wiatru niż od równowagi stałej, czyli że długość fali górskiej zależy bardziej od zmiany prędkości wiatru niż od wartości pionowego gradientu temperatury. Dalsze badania wykazały, że jeżeli zmniejszenie się parametru l^2 uwarunkowane jest głównie osłabieniem równowagi stałej, to amplituda fali będzie większa niż w przypadku gdy zmniejszenie się parametru l^2 uwarunkowane jest skutkiem wzrostu prędkości wiatru.

Na rysunku 81 pokazano, jak bardzo długość fali zależy od prędkości wiatru. Empirycznie długość fali można obliczyć ze wzoru

$$L = 6{,}3\, V \frac{273 + t}{10\,(1 - \partial t / \partial_z)}$$

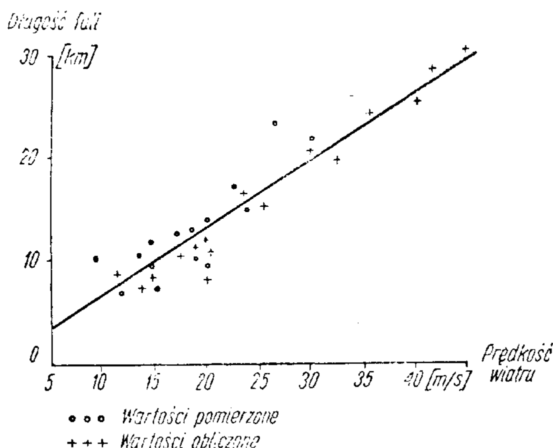
gdzie:

V — prędkość wiatru w m/s,

t — temperatura,

$\partial t\, \partial_z$ — pionowy gradient temperatury przy $z = 100$ m.

Za pomocą tego wzoru obliczamy tzw. naturalną długość fali, która zależy od charakteru prądu powietrza. Oprócz naturalnej długości fali wyróżnia się tzw. wymuszoną długość fali, która zależy od szerokości opływanego łańcucha górskiego. Zwykle zakłada się, że szerokość przeszko-



Rys. 81. Zależność długości fali od prędkości wiatru
. . . . . . wartości pomierzone,
+ + + + + wartości obliczone

dy górskiej wynosi 1/2 długości fali. Idealna wprost zależność długości fali od prędkości wiatru wskazuje na zgodność warunków prowadzących do naturalnego i wymuszonego zafalowania. To samo można ująć w sposób następujący: prądy falowe występują tylko w tych górach, w których wahania naturalne i wymuszone znajdują się w rezonansie. W ten sposób wytłumaczyć można często obserwowane zjawisko, że w górach tylko wystające grzbiety wywołują zafalowanie.

Przyglądając się rysunkowi 81 można stwierdzić, że długość fali rośnie liniowo ze wzrostem prędkości wiatru, np. prędkości wiatru rzędu 5 m/s odpowiada fala o długości 4 km, prędkości 25 m/s — fala o długości 16 km i prędkości 40 m/s — fala o długości 26 km.

Dużą zależność od prędkości wiatru wykazuje także amplituda fali, od której z kolei zależy prędkość prądów pionowych. Amplitudę fali można obliczyć stosując wzór

$$A = \frac{V_z \cdot L}{2\pi \cdot V_h}$$

gdzie:
L — długość fali,
V_h — prędkość pozioma (wiatr),

V_z — prędkość pionowa ruchów falowych.

Wraz ze wzrostem amplitudy wzrastają także prędkości prądów pionowych. Podobnie jak długość fali, także i jej amplituda zależy od kształtu bariery górskiej, jej szerokości i wysokości.

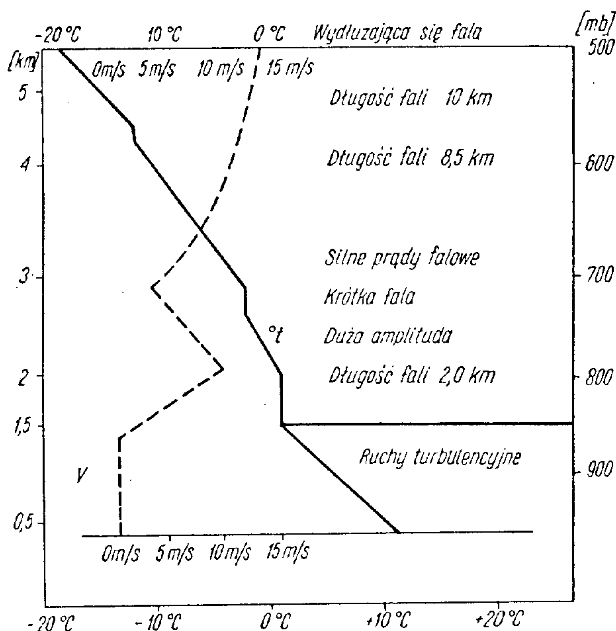
Z dotychczasowych badań wynika, że w większości przypadków prądy falowe nadające się do wykorzystania przez szybowników ograniczone są przeważnie do troposfery i tylko rzadko sięgają one do stratosfery. W górnej troposferze i dolnej stratosferze przeważają długie fale o małej amplitudzie, z którymi związane są słabe prądy falowe. Najbardziej skuteczne krótkie fale o maksymalnej amplitudzie i maksymalnych prędkościach występują przeważnie w dolnej i średniej troposferze.

Przejście od krótkich do długich fal wraz ze wzrostem wysokości jest przyczyną, że loty falowe kończą się głównie u podstawy tropopauzy. Gdy prędkość wiatru wzrasta np. stopniowo wraz z wysokością do poziomu 10 km, wówczas rozwija się normalny przepływ falowy powietrza w atmosferze. Jeżeli zaś w powietrzu pewna warstwa wyróżnia się znacznym wzrostem prędkości wiatru, a w wyżej zalegającej warstwie jego prędkość maleje, to po stronie zawietrznej w dolnej warstwie powietrza dochodzi do rozwoju turbulencyjnego przepływu wtórnego, który dopiero na pewnej wysokości przechodzi w bardziej spokojny przepływ falowy.

Jak już poprzednio stwierdziliśmy, długość fali zależy od prędkości wiatru i stratyfikacji powietrza i wpływ tych dwóch elementów przejawia się w różny sposób, tzn. większa prędkość wiatru może do pewnego stopnia przejąć na siebie rolę, jaką odgrywa w tym procesie warstwa hamująca (inwersja) i odwrotnie (rys. 82). To jest przyczyną obserwowanego często w tropopauzie zjawiska falowego, chociaż prędkości wiatru są tam mniejsze niż w górnych partiach troposfery. Intensywniej jednak zaznacza się w niej równowaga stała, gdyż tropopauza charakteryzuje się występowaniem izotermii bądź inwersji, co jest sprzyjającym warunkiem dla rozwoju fali orograficznej. Zależność tę przedstawiono na rysunku 82.

NOMOGRAM FÖRCHTGOTTA

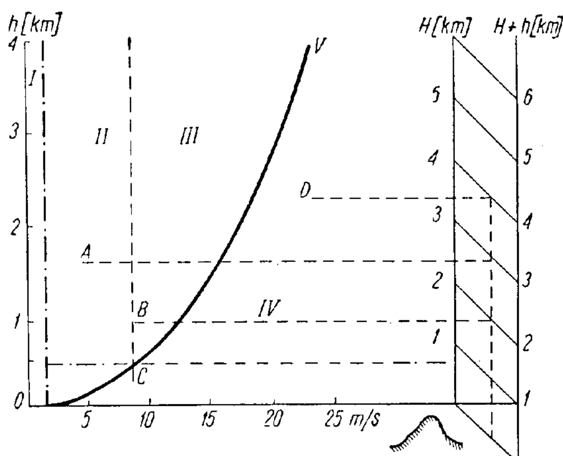
Czeski meteorolog Förchtgott opracował klasyfikację przepływów falowych, wyróżniając cztery podstawowe typy: przepływ laminarny, przepływ ze stojącym wirem, przepływ falowy i przepływ rotorowy.



Rys. 82. **Długość fali i wartości prądów pionowych w zależności od pionowego rozkładu prędkości wiatru i temperatury**
— — — — — prędkość wiatru,
———— temperatura

Wymienione typy przepływu były szczegółowo omówione w części I. Przejdziemy obecnie do omówienia nomogramu Förchtgotta służącego do określenia typów przepływu nad przeszkodą górską (rys. 83). Na poziomej osi nomogramu odłożono prędkość wiatru V w m/s, na osi pionowej z lewej strony — przedstawiono wysokość h przeszkody w km, na osi pionowej z prawej strony — wysokość przepływającej warstwy H. Z boku tej skali podano jeszcze skalę dla $h+H$. Służy ona do określenia wartości H ze znanej wartości $h+H$ w każdym konkretnym przypadku. Krytyczną krzywą wykreślono empirycznie w oparciu o obserwacje. Ma ona tę właściwość, że wszystkie punkty na płaszczyźnie V i h leżące po lewej stronie krzywej odpowiadają jednemu z trzech pierwszych przepływów. Punkty zaś leżące po prawej stronie charakteryzują przepływ rotorowy.

Na rysunku wysokość góry wynosi 0,5 km. Na osi h znajdujemy punkt $h = 0,5$ km i z tego punktu prowadzimy prostą równoległą do osi V. Punkty leżące poniżej tej krzywej i na prawo od krzywej krytycznej wskazują na



Rys. 83. Nomogram Förchtgotta do określenia typów prądów falowych
I — przepływ laminarny, *II* — przepływ wirowy, *III* — przepływ falowy, *IV* — przepływ rotorowy, *V* — krzywa prędkości krytycznej

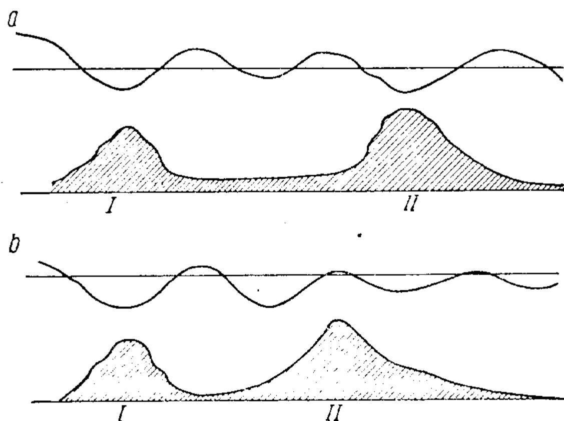
obecność przepływu rotorowego. Przecięcie prostej z krzywą krytyczną określa punkt krytyczny *C*. Prosta przeprowadzona przez ten punkt równolegle do osi *h* oddziela od siebie strefy odpowiadające przepływowi wirowemu i falowemu. Aby rozgraniczyć strefy odpowiadające poszczególnym typom przepływu, trzeba znać przede wszystkim wysokość bariery górskiej. Najlepiej przy tym określić te strefy dla każdego łańcucha raz na zawsze.

Można praktycznie wyznaczyć charakter przepływu posługując się rysunkiem 83, przy następującym założeniu: $V = 5$ m/s, $H = 2{,}5$ km. Na nomogramie oznaczamy punkt *A* (5; 2,5) i widzimy, że znajduje się on w tej części nomogramu, który charakteryzuje przepływ laminarny (ze stojącym wirem). Jeżeli zaś $V = 10$ m/s, $H = 1{,}5$ km, to punkt *B* (10; 1,5) znajduje się na części nomogramu, charakterystycznej dla przepływu falowego. Przy $H = 3{,}5$ km i $V = 25$ m/s punkt *D* (25; 3,5) leży w obszarze charakterystycznym dla przepływu rotorowego. Widzimy więc, że znając *V* i *H* łatwo jest określić za pomocą tego nomogramu charakter każdego przepływu i zorientować się odnośnie warunków, z jakimi możemy się spotkać w czasie wykonywania lotu falowego.

INTERFERENCJA FAL OROGRAFICZNYCH

Wzrost prędkości prądu powietrza nad przeszkodą prowadzi, zgodnie z prawem Bernoulliego, do spadku ciśnie-

nia statycznego w dolnych warstwach powietrza. Pociąga to za sobą spadek siły pionowego gradientu ciśnienia i naruszenie równowagi między tą siłą a siłą przyciągania ziemskiego, w wyniku czego dochodzi do zassania powietrza na zawietrznej stronie zboczy łańcucha górskiego. Wskutek tego prąd powietrza zaczyna falować. Jeżeli w takiej sytuacji powstanie kilka układów fal wywołanych przez różne grzbiety górskie, to może to doprowadzić do zjawiska interferencji (rys. 84).



Rys. 84. Interferencja fali górskiej
a — wzmożenie falowania, *b* — osłabienie falowania

Założmy np., że dolina fali wywołana *I* grzbietem napotyka na pewnej odległości wzniesienie *II*. Wówczas wskutek zasysającego działania zboczy dojdzie do wzmożenia fali i pionowego wzrostu jej amplitudy. W przypadku zaś gdy nad wzniesieniem *II* znajdzie się grzbiet fali, wówczas fala ulega osłabieniu, a jej amplituda ulega zmniejszeniu. W efekcie zaś fala stopniowo zanika.

Aby podsumować to wszystko, co powiedziano o fali orograficznej, należy podzielić wszystkie warunki konieczne do wywołania fali na dwie grupy — warunki orograficzne oraz warunki dynamiczne i termodynamiczne.

Warunki orograficzne. Fale zależne są od kształtu, szerokości i wysokości łańcucha górskiego.

Im szerszy jest masyw górski, tym większe prędkości wiatru są konieczne do wywołania zjawiska fali. Gdy szerokość gór jest zgodna z długością fali prądu powietrza, wówczas intensywność fali będzie bardzo znaczna (interferencja).

Jeżeli na swej drodze wiatr napotyka kilka łańcuchów górskich ustawionych prostopadle do jego kierunku, to występuje w odległości równej długości fali lub jej wielokrotności kilkakrotna interferencja i wzrost prędkości prądów wznoszących.

Warunki dynamiczne i termodynamiczne. Dla fali o określonej długości i amplitudzie prędkość prądów wznoszących wzrasta razem ze wzrostem prędkości wiatru.

Występowanie jet-streamu skierowanego prostopadle do łańcucha górskiego jest zapowiedzią wystąpienia silnej fali orograficznej. Jet-stream przepływając nad szerokim masywem górskim wywołuje jedną silną falę (Bishop), poniżej której w dolnej warstwie mogą występować lokalne zafalowania wywołane przez poszczególne grzbiety.

Wyraźny przepływ rotorowy powstaje podczas występowania maksimum prędkości wiatru w dolnych i średnich warstwach (mniej więcej na poziomie szczytów górskich), w wyższych zaś warstwach prędkość wiatru powinna spadać. Aby wystąpiło intensywne zafalowanie, dolne warstwy powietrza muszą mieć równowagę stałą, w wyższych zaś warstwach pionowy gradient temperatury powinny charakteryzować większe wartości.

Prądy falowe w górnej troposferze maleją wraz ze wzrostem prędkości wiatru i osłabieniem równowagi stałej.

W tropopauzie zafalowanie może wystąpić tylko w określonych warunkach. Temperatura powinna spadać ze wzrostem wysokości, prędkość wiatru nie może spadać, a kierunek jego nie może ulegać zmianie.

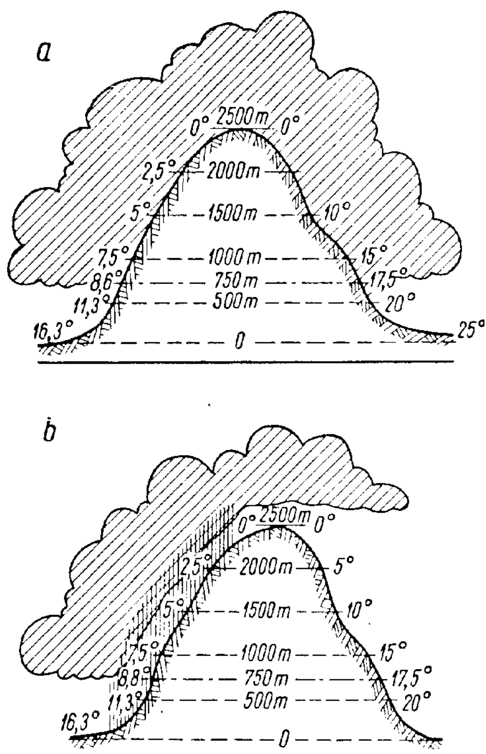
CHMURY OROGRAFICZNE

Podczas opływania gór przez masy powietrza dochodzi do rozwoju chmur charakterystycznych dla tego zjawiska. Ogólnie wydziela się następujące chmury orograficzne:

— mur halny,
— chmury soczewkowate (Ac lent),
— chmury rotorowe.

Mur halny. Murem halnym nazywamy potężną „czapę” chmur, jaka tworzy się podczas przewalania się powietrza ponad górami. Chmury te bardzo ściśle przylegają do łańcucha górskiego otulając go gęstą warstwą. Oczywiście, chmury te tworzą się tylko w tym przypadku, gdy poziom kondensacji zalega dostatecznie nisko. Sam kształt „czapy” chmur zależy w dużym stopniu od tego, czy w

czasie wślizgiwania się powietrza po zboczach gór dojdzie do wydzielenia się opadu, czy nie. Obrazowo przedstawiono to na rysunku 85. Jeśli nie dochodzi do wydzielenia się opadu, to mur halny rozciąga się tak po stronie dowietrznej, jak i zawietrznej. Podstawy tych chmur występują na wysokości zalegania poziomu kondensacji (rys. 85 *a*).



Rys. 85. Schemat powstawania wału fenowego
a — przy niewystąpieniu opadu, *b* — podczas występowania opadu

Rozpatrzmy ten proces przyjmując, że wysokość gór jest rzędu 2000 m, temperatura powietrza u podnóża gór — rzędu 15°C, poziom kondensacji zalega na wysokości 800 m. Podczas wślizgu powietrza po zboczach temperatura będzie spadała początkowo, aż do wysokości poziomu kondensacji, suchoadiabatycznie (1°/100 m), a powyżej tego poziomu według adiabaty wilgotnej (0,5°/100 m). Opadając zaś po stronie zawietrznej powietrze ogrzewa się o 1°/100 m. W takim przypadku czapa muru halnego zalega nad obu zboczami mniej więcej na jednej wysokości.

Inny kształt przybierze mur halny w przypadku, gdy po stronie dowietrznej dojdzie do wydzielenia się opadu, wskutek czego zawartość wilgotności w powietrzu szybko maleje. Po przewaleniu się powietrza na drugą stronę łańcucha górskiego, wskutek ruchów opadających i suchoadiabatycznego ogrzewania się, część tego układu chmur zanika (wyparowanie). Taki typowy układ chmur przedstawiono na rysunku 86. Zdjęcie to zrobione zostało na Skalnym Pleso w Tatrach Słowackich.



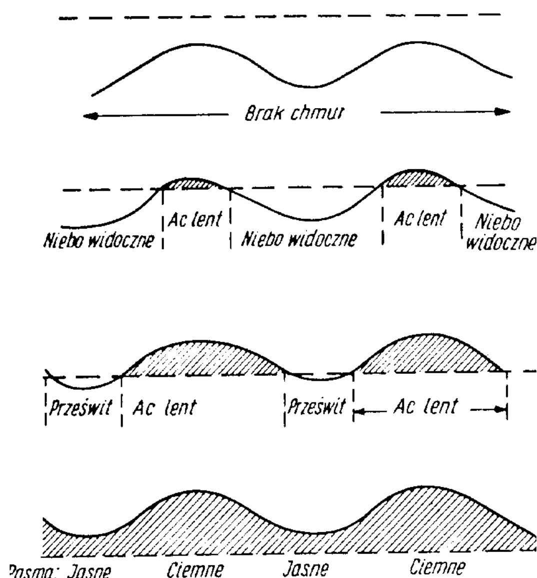
Rys. 86. Mur halny w Skalnym Pleso w Tatrach Słowackich

Chmury soczewkowate (Ac lent). Są to chmury stacjonarne lub quasi-stacjonarne o wyraźnych kształtach soczewki. Występują one równolegle do łańcucha górskiego. Według badań Larssona najwyraźniejszy kształt chmury te przyjmują wówczas, gdy wilgotność względna powietrza jest rzędu 30÷60%. Zwykle najbardziej pod wiatr wystawione soczewki pojawiają się albo nad samą barierą górską, albo zaraz tuż za nią. W miarę oddalania się od gór obserwuje się dalsze soczewki układające się równolegle do łańcucha górskiego w mniej więcej równych od siebie odległościach. W przerwach między poszczególnymi chmurami widać błękit nieba, a w przypadku całkowitego pokrycia nieba chmura staje się cieńsza i jaśniejsza. Niekiedy powstaje tylko jedna chmura, która zalega bezpośrednio nad szczytem górskim. Obecność takiej samotnej chmury falowej świadczy o szybkim zanikaniu amplitudy fali.

Tak więc, w opisanym tu przypadku, wznoszące się na drugim grzbiecie fali powietrze nie osiąga poziomu kondensacji i w efekcie nie dochodzi do rozwoju soczewki. Zwykle jednak, jak już wiemy, chmury te pojawiają się w kilku szeregach na odległości dochodzącej do kilkudziesięciu kilometrów. Odległość jednej chmury od drugiej określona jest przy tym długością fali. Wysokość ich występowania waha się w dosyć szerokich granicach — średnio biorąc występuje ona na poziomie 4÷7 km. Zdarzają się jednak przypadki, że chmury te tworzą się jeszcze na wysokości 10 i więcej kilometrów. Podstawy tych chmur mają zwykle nieco wklęsły kształt, przy czym przód chmury falowej uniesiony jest nieco ku górze, a tył opada lekko w dół. Grubość chmury soczewkowatej wynosi średnio 200÷600 m, a tylko niekiedy przekracza 1000 m.

W czasie występowania fali nie zawsze powstają chmury Ac lent; zależy to od tego, czy grzbiet fali osiąga poziom kondensacji; jeśli nie, nigdy nie dochodzi do powstania omawianej chmury.

Schematycznie proces powstawania chmury soczewkowatej przedstawiono na rysunku 87. Rozpatrzymy trzy ewentualne możliwości:



Rys. 87. Powstawanie chmur soczewkowatych przy różnej wilgotności względnej powietrza

— — — — — — — — — poziom kondensacji powietrza wznoszącego się

a) niech linia *AB* (rys. 87) przedstawia poziom kondensacji zalegający ponad grzbietem fali; w takim układzie chmura Ac lent nie powstaje i powiadamy, że fala jest ukryta, niewidoczna,
b) jeżeli zaś poziom kondensacji *CD* osiąga jedynie sam grzbiet fali, a doliny fali występują poniżej tego poziomu, to obserwuje się w grzbiecie chmurę Ac lent, a w dolinie pojawiają się prześwity,
c) jeżeli poziom kondensacji zalega bardzo nisko (*EF*), to tak grzbiety fali, jak i jej doliny znajdują się ponad tym poziomem; w takim przypadku chmury zlewają się ze sobą, przy czym grzbiety fali zaznaczają się w tej jednolitej masie jako miejsca ciemniejsze, a doliny — jako miejsca jaśniejsze.

Nowo utworzona chmura soczewkowata zajmuje pewną określoną pozycję względem łańcucha górskiego. W ciągu całego okresu występowania tej chmury położenie jej w zasadzie nie ulega zmianie. Tym niemniej nie występuje ona ściśle w jednym miejscu, lecz wykazywać może pewien ruch oscylacyjny tak w kierunku pionowym, jak i poziomym.

Ten ruch oscylacyjny wyjaśnia rysunek 87. Załóżmy, że w czasie wystąpienia zafalowania (linia ciągła) doszło do powstania chmury soczewkowatej oznaczonej na rysunku literą *A*. Tak długo, jak długo utrzymuje się ten sam stan atmosfery (równowaga, wilgotność, wiatr), chmura zajmuje jedno i to samo miejsce. W przypadku zaś, gdy następuje zmiana prędkości wiatru czy stanu równowagi, wówczas dochodzi do wydłużenia się fali, a grzbiet fali oddala się od łańcucha górskiego. Zwiększają się wtedy również odległości między poszczególnymi soczewkami (linia przerywana na rysunku) i grzbiet fali przesuwa się do punktu *B*. Przesunięcie się grzbietu fali z punktu *A* do punktu *B* jest jednocześnie przemieszczeniem się soczewki. Jeżeli po wydłużeniu się fali warunki atmosferyczne ustabilizują się, chmura Ac lent będzie utrzymywać się w punkcie *B*.

Obserwując taką chmurę trzeba zdawać sobie zawsze sprawę z tego, że nie jest to dosłownie jedna i ta sama chmura, która raz się uformowała i tak pozostaje bez zmian. Jest to tylko złudzenie, gdyż chmura ta wciąż powstaje (przód chmury) i wciąż zanika (tył chmury — wyparowanie).

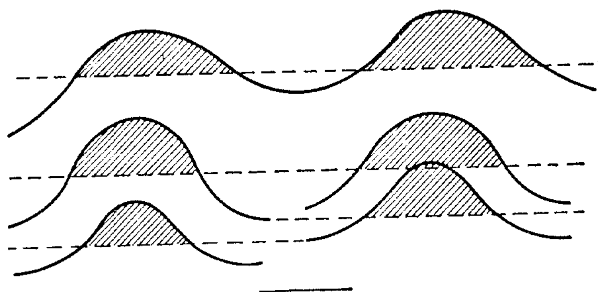
Wielowarstwowe chmury soczewkowate. Chmury Ac lent tworzą się na grzbietach zafalowań wywołanych

przepływem mas powietrza nad łańcuchem górskim. Do tej pory rozpatrywaliśmy przypadek, gdy proces kondensacji przebiega na jednej wysokości, wówczas powstaje tylko jedno piętro tych chmur.

Jednak w warunkach naturalnych bardzo często obserwuje się jednocześnie występowanie kilku pięter Ac lent. Gdy w atmosferze zafalowaniem objętych zostanie kilka warstw powietrza, wówczas w każdym grzbiecie fali dochodzi do powstania chmur soczewkowatych, przy czym jeżeli grzbiety fal układają się jedne nad drugimi, to tworzą one wielopiętrowe układy chmur Ac lent.

Między poszczególnymi soczewkami są wolne od chmur przestrzenie, świadczące o tym, że wierzchołek dolnej fali nie osiągnął poziomu kondensacji fali wyżej leżącej. W przypadku zaś gdy odległości między poszczególnymi grzbietami fal są niewielkie, a amplituda ich jest duża, wówczas przy dostatecznie dużej wilgotności względnej powietrza grzbiet fali niższej może osiągnąć poziom kondensacji fali występującej na wyższym poziomie. Dochodzi wówczas do łączenia się poszczególnych soczewek i zaniku prześwitów. Chmura przyjmuje wtedy bardziej zwarty masywny wygląd.

Schematycznie proces ten przedstawiono na rysunku 88. Liczba pięter takiej chmury soczewkowatej może być bar-



Rys. 88. Powstawanie chmur soczewkowatych kilkupiętrowych

dzo różna — 6÷10 pięter (obserwowano chmurę zbudowaną aż z 25 soczewek). Taką wielopiętrową chmurę soczewkowatą przedstawiono na rysunku 89. Chmurę tę obserwowano i sfotografowano nad szczytem Elbrus na Kaukazie.

Chmury rotorowe (Cu rot). Przepływ rotorowy charakteryzuje między innymi intensywny rozwój wirów o osi poziomej. Te właśnie wiry nazywane są rotorami. Ukła-



Rys. 89. Wielopiętrowa chmura soczewkowata

dają się one w równoległych pasmach po stronie zawietrznej gór i charakteryzuje je silna turbulencja.

Cyrkulacja w rotorach odbywa się w ten sposób, że po stronie zwróconej do łańcucha górskiego występują prądy wstępujące, a po stronie przeciwnej — prądy opadające. Prędkość tych prądów może osiągać do 5÷10 m/s, a niekiedy i więcej. Zwykle obecność wirów zdradzana jest przez chmury Cu rot występujące mniej więcej w tym samym miejscu. Obserwując je możemy zauważyć, że są to chmury bardzo „niespokojne", zmieniają one ciągle swój kształt i wielkość; to zanikają, to znów pojawiają się na nowo. Wszystko to świadczy o tym, że chmury rotorowe związane są z silną turbulencją. Podstawy tych chmur sięgają zwykle nieco poniżej linii grzbietowej łańcucha górskiego i znajdują się pod grzbietem fali, czyli pod chmurą soczewkowatą.

Nierzadko zdarza się, że chmura rotorowa łączy się z chmurą falową Ac lent. W przypadku zaś gdy grzbiet fali nie osiągnie poziomu kondensacji i nie dojdzie do powstania soczewki, wówczas tylko obecność chmur rotorowych zdradza występowanie fali. Z uwagi na silną turbulencję, z jaką związane są te chmury, mogą one być bardzo niebezpieczne dla niedoświadczonego pilota. Po-

nieważ jednak występowanie tych wirów zdradzane jest przez chmury, dlatego zawsze istnieje możliwość ich ominięcia lub umiejętnego wykorzystania. Znacznie bardziej niebezpieczne są rotory górnego piętra z tego powodu, że obecność ich nie jest zdradzana przez żadne chmury.

W odróżnieniu od wirów dolnego piętra, rotory górne mają odwrotną cyrkulację, to znaczy, że prądy opadające występują po stronie zwróconej do gór, a prądy wstępujące po stronie przeciwnej. Rotory górnego piętra można spotkać zwykle w obszarach, gdzie występuje dolina fali. O tym stwierdzeniu należy pamiętać, aby podczas lotu nie dać się zaskoczyć nagłą turbulencją.

Rozdział 6

PRĄD STRUMIENIOWY (JET-STREAM)

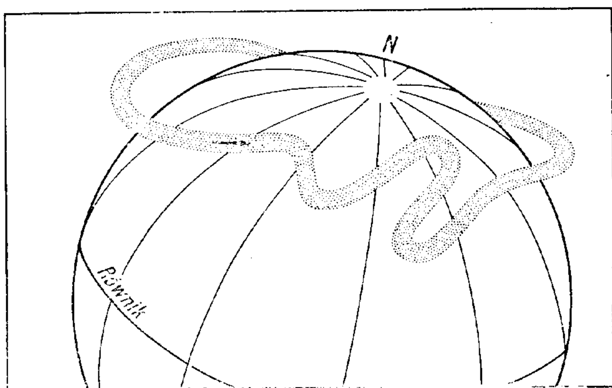
Uzupełniając wiadomości o fali górskiej chociaż w paru słowach należy wspomnieć o jeszcze jednym ciekawym zjawisku meteorologicznym znanym pod nazwą „jet-stream" (prąd strumieniowy).

Jet-streamem nazwano niezbyt grube (około 2 km) i stosunkowo wąskie (kilkaset km) strefy bardzo silnych wiatrów występujących na poziomie 9÷12 km. Długość pojedynczej gałęzi jet-streamu dochodzi do kilku tysięcy kilometrów. Powstawanie i przemieszczanie poszczególnych gałęzi tego prądu związane jest ze zmianami kształtu i intensywności strefy frontowej pomiędzy obszarem objętym cyrkulacją zwrotnikową a obszarem objętym przeważającą cyrkulacją zachodnią umiarkowanych szerokości geograficznych. Wynika stąd, że jet-stream powstaje tam, gdzie dochodzi do zetknięcia się dwóch różnych mas powietrza o dużych różnicach termicznych. Takim miejscem jest strefa frontu polarnego, który odgranicza ciepłe masy powietrza zwrotnikowego od zimnych mas powietrza polarnego.

Ciepłe powietrze pochodzenia zwrotnikowego różni się od powietrza polarnego także gęstością i dlatego w po-

wietrzu polarnym powierzchnie o jednakowym ciśnieniu (powierzchnie izobaryczne) leżą bliżej siebie niż w powietrzu zwrotnikowym. W efekcie tego na jednej i tej samej wysokości dochodzi do powstania różnicy ciśnień, przy czym ciśnienie w powietrzu ciepłym na określonej wysokości jest mniejsze niż w powietrzu chłodniejszym. Powstaje więc spadek ciśnienia zorientowany od ciepłej ku chłodnej masie powietrza. Różnicę tę powietrze stara się zniwelować płynąc od wyższego ku niższemu ciśnieniu.

Wraz ze wzrostem wysokości różnica ciśnień zwiększa się aż do tropopauzy, co przyczynia się do tego, że powstały prąd powietrza zorientowany w kierunku niższego ciśnienia staje się coraz intensywniejszy. Gdyby glob nasz nie obracał się, wówczas prąd ten zorientowany byłby wzdłuż osi południe-północ. Ponieważ jednak Ziemia obraca się wokół swej osi, ruch ten zostaje odchylony w prawo (na półkuli północnej) i ostatecznie prąd przemieszcza się z zachodu na wschód, opasując glob ziemski niczym meandrująca rzeka (rys. 90). Meandrowanie to

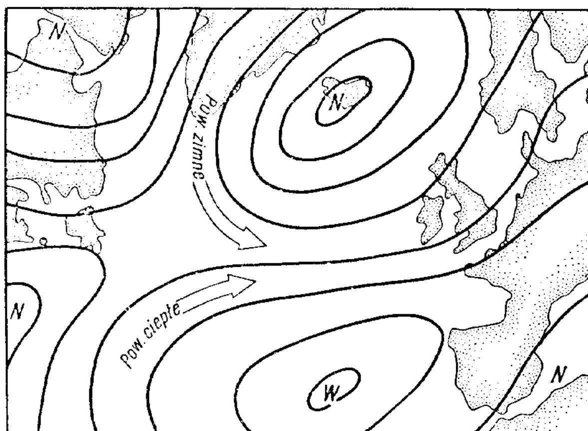


Rys. 90. Schemat jet-streamu na półkuli północnej

uwarunkowane jest tym, że jet-stream powtarza przebieg tzw. górnych zatok i grzbietów, jakie zaznaczają się na mapach topografii barycznej. W efekcie tego jet-stream przyjmuje bardzo falisty charakter, schodząc raz bardziej na południe, to znów wyginając się ku północy.

O tym, czy są warunki sprzyjające powstaniu jet-streamu, można się zorientować analizując dolną mapę pogody. Jeżeli okaże się, że istnieją warunki ku temu, aby doszło do zetknięcia się ze sobą dwóch mas powie-

trza różniących się bardzo swymi właściwościami fizycznymi, np. powietrza zwrotnikowego z powietrzem polarnym, oczekiwać można, że w górnych warstwach troposfery dojdzie do powstania jet-streamu. Schematycznie taką sytuację synoptyczną przedstawiono na rysunku 91. W sytuacji pokazanej na rysunku nastąpiło zetknięcie się ze sobą powietrza polarnego i zwrotnikowego.

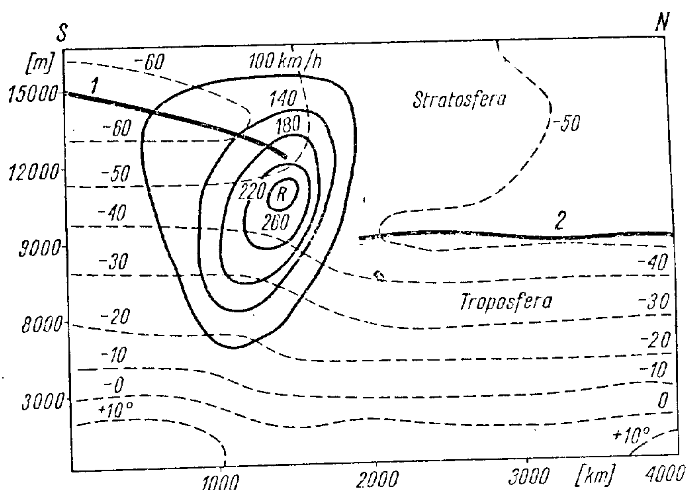


Rys. 91. Schematyczna sytuacja pogodowa sprzyjająca rozwojowi jet-streamu w obszarze atlantycko-europejskim

O występowaniu strugi silnych wiatrów (jet-stream) w górnej troposferze świadczyć może także wygląd nieba. Czasami mianowicie prąd ten zdradzany jest obecnością charakterystycznego układu chmur. Są to przeważnie chmury Cirrus lub Altocumulus przemieszczające się szybko na niebie i zmieniające przy tym bez przerwy swój wygląd zewnętrzny. Często też układają się one w wyraźne szlaki chmur, biegnące zgodnie z kierunkiem wiatru.

Pionowy przekrój przez jet-stream przedstawiono na rysunku 92 (schemat). Przekrój ten wykonany jest prostopadle do osi tego prądu — czyli że jet-stream skierowany jest wzdłuż linii wzroku czytelnika, od jego oczu do płaszczyzny rysunku. Koncentrycznie zamykające się krzywe oznaczają izotachy (linie jednakowych prędkości wiatru). Wykreślono je co 40 km/h. Na przekroju przedstawiono również położenie tropopauzy.

W obrębie dobrze zorganizowanego jet-streamu obserwuje się często albo ugięcie się tropopauzy, albo nawet jej rozerwanie. Intensywność prądu strumieniowego za-



Rys. 92. Przekrój pionowy przez jet-stream

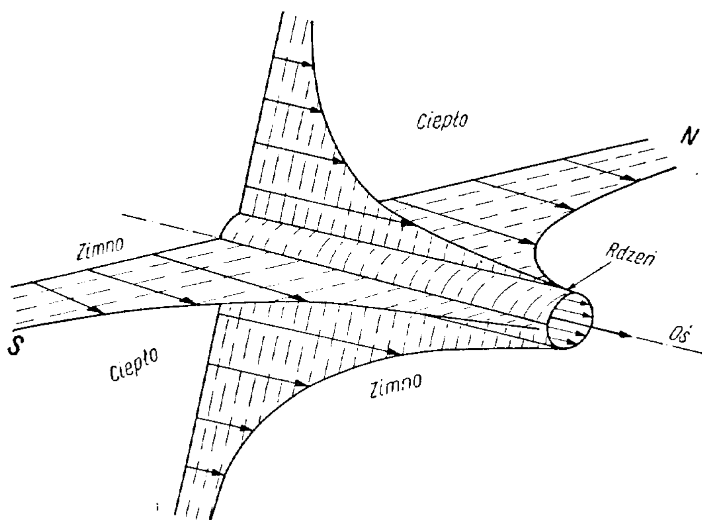
leży od prędkości wiatru w jego części środkowej oraz od wartości pionowego i poziomego gradientu prędkości wiatru. Znaczne prędkości wiatru, jakie występują w jet--streamie prowadzą do powstania bardzo niebezpiecznej turbulencji (rzucania), którą nazwano „turbulencją bezchmurnego nieba" (Clear Air Turbulence, w skrócie CAT).

Nie każdy wyraźny strumień zwiększonych prędkości wiatru można nazwać jet-streamem. Aby dany prąd powietrza można było uważać za jet-stream muszą być spełnione pewne warunki. Za jet-stream przyjęto uważać te prądy, w których prędkości osiągają 30 m/s (100 km/h) lub więcej, w obszarze tzw. rdzenia. Oprócz tego pionowy przyrost prędkości wiatru powinien wynosić 5÷10 m/s na 1 km wysokości, a poziomy przyrost prędkości wiatru powinien być rzędu 5 m/s na 100 km odległości. Największe prędkości jet-streamu notuje się w tzw. rdzeniu (rys. 93).

Maksymalne prędkości dochodzą w nim do 500÷600 km/h (3.III.1954 r. nad Japonią zanotowano prędkość 540 km/h). Wokół rdzenia obserwuje się warstwy przejściowe, w których prędkość wiatru szybko maleje. Szczególnie szybko prędkość wiatru maleje powyżej i poniżej samego rdzenia.

Rozpatrując rozkład temperatur w sąsiedztwie jet-streamu wiejącego z zachodu na wschód stwierdzono, że poniżej jego osi od strony północnej temperatura jest niższa niż od strony południowej. Prawie dokładnie poniżej

rdzenia na poziomie około 5 km (500 mb) występuje wyraźny skok temperatury (spadek) w miarę przemieszczania się od „ciepłej" do „chłodnej" strony. Powyżej rdzenia jet-streamu układ temperatur jest odwrotny. Powietrze od strony północnej jest cieplejsze niż po stronie południowej.

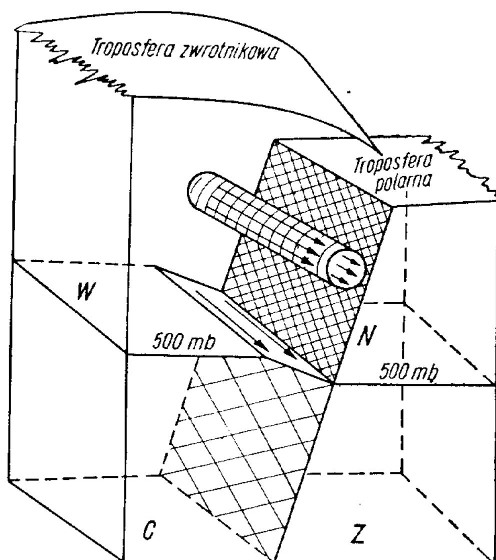


Rys. 93. Rozkład prędkości wiatru w jet-streamie

Opisane warunki termiczne w sąsiedztwie omawianego prądu wykorzystywane są w lotnictwie do celów nawigacji meteorologicznej. Na przykład gdy samolot leci poniżej osi jet-streamu, wówczas wskazania termometru pokładowego mówią nawigatorowi, w którym kierunku od osi zbacza samolot. Jeżeli termometr zaczyna wskazywać coraz to niższą temperaturę, nawigator orientuje się, że samolot zbacza w kierunku chłodniejszego powietrza — a więc tam, gdzie prędkość wiatru szybko maleje. Gdy zaś termometr zaczyna wskazywać coraz to wyższą temperaturę, wówczas świadczy to o tym, że samolot oddala się od osi jet-streamu w kierunku powietrza cieplejszego, gdzie prędkość wiatru zmniejsza się wolniej. Najkorzystniej jest trzymać się nieco z boku rdzenia, po stronie powietrza cieplejszego. Po drugiej bowiem stronie występuje strefa silnego rzucania (turbulencja bezchmurnego nieba).

Z tego co powiedziano o powstawaniu jet-streamu można wyciągnąć wniosek, że z prądem tym można się spot-

kać najczęściej w strefie frontów atmosferycznych, w obrębie których dochodzi do zetknięcia się ze sobą mas powietrza o różnych własnościach fizycznych. Schematycznie położenie jet-streamu w strefie frontowej przedstawiono na rysunku 94. Różnice ciśnienia wyobrażone są na rysunku jako powierzchnia izobaryczna 500 mb.



Rys. 94. Schematyczny blok diagramu jet-streamu w strefie frontowej między ciepłym powietrzem zwrotnikowym a chłodnym powietrzem polarnym

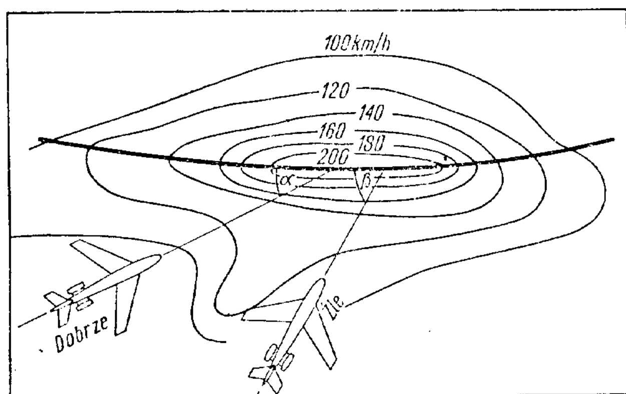
W — wyż, *N* — niż, *C* — powietrze ciepłe, *Z* — powietrze zimne

Występowaniem jet-streamu zainteresowane jest nie tylko lotnictwo silnikowe (komunikacyjne), ale także i szybownictwo. Znane są już przeloty szybowcowe przy wykorzystaniu tych prądów. Jednym z takich przelotów jest przelot Kutnera w 1952 roku w Kalifornii (USA). Warunkiem takich lotów jest tylko nawiązanie kontaktu z jet-streamem.

Praktycznie istnieje tylko jeden sposób, a mianowicie przejście z fali orograficznej na pułap, gdzie występuje ten prąd. W ten właśnie sposób Kutner nawiązał kontakt z jet-streamem. Wykorzystał on wznoszenia falowe powstałe nad łańcuchem gór Sierra Nevada w Kalifornii (Bishop). Dzięki wykorzystaniu tego prądu mógł on wykonać przelot otwarty na odległość 600 km w ciągu czterech godzin; lot odbywał się na wysokości 11 000 m. Dojście z fali do jet-streamu trwało 50 minut. Maksymalna wysokość osiągnięta podczas tego lotu wynosiła 13 100 m,

a prędkość przelotu dochodziła na niektórych odcinkach trasy do 314 km/h.

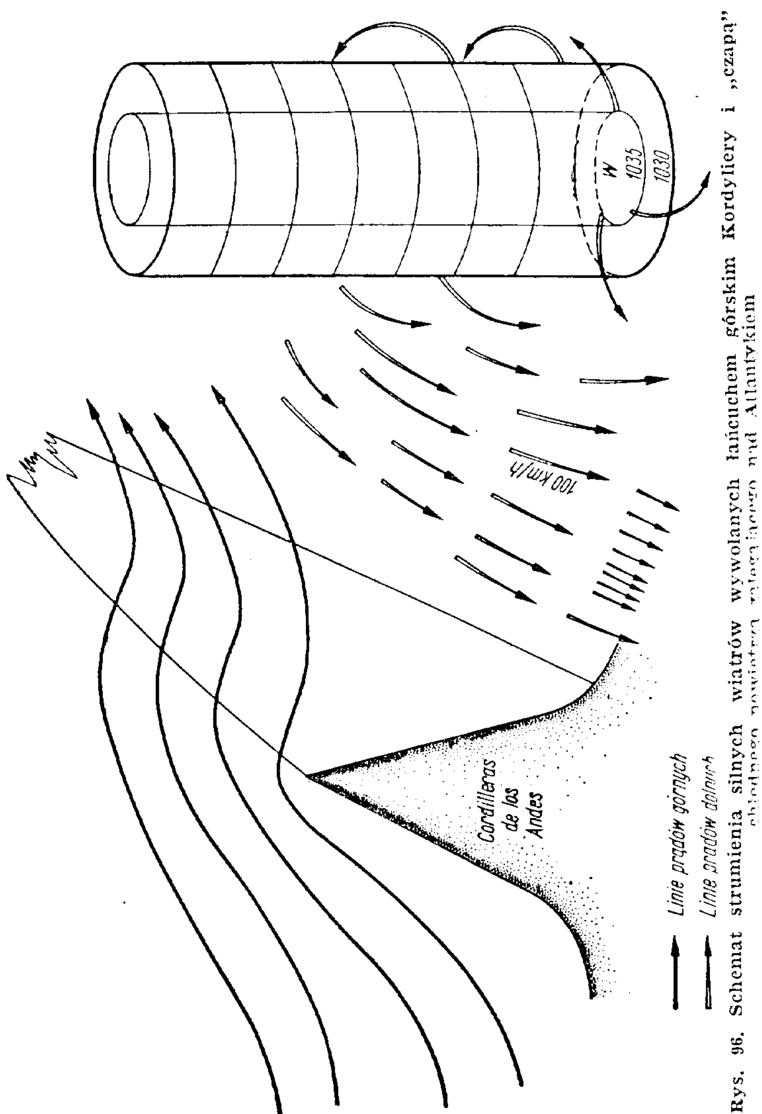
Już z tego jednego przykładu widać, jakie możliwości kryje dla szybownictwa umiejętne wykorzystanie prądu strumieniowego. Istnieje przy tym, oczywiście, i pewne niebezpieczeństwo — możliwość zetknięcia się z bardzo silną turbulencją. Aby tego uniknąć, do prądu należy podchodzić od strony powietrza cieplejszego. Po tej stronie bowiem intensywność turbulencji jest słabsza. Należy także zawsze pamiętać, aby zbliżanie się do omawianego prądu odbywało się pod ostrym kątem (rys. 95); zabezpiecza to przed nagłym zetknięciem się z turbulencją.



Rys. 95. Sposób podchodzenia do osi jet-streamu

Ostatnio wykryto obecność strug silnych wiatrów także i w dolnych warstwach troposfery, na poziomie 2÷4 km. Z uwagi na to, że mają one ten sam charakterystyczny kształt strumienia, nazwano je dolnym albo przypowierzchniowym jet-streamem. Nawiązanie kontaktu z tą strugą silnych wiatrów nie nastręcza szybownictwu dużych trudności. Powstawaniu dolnych strug sprzyja określona orografia terenu (długa dolina ograniczona z dwóch stron łańcuchami górskimi). Przykładem może być tutaj dolina Rodanu ograniczona od zachodu Masywem Centralnym, a od wschodu Alpami Zachodnimi. Istnienie tych silnych wiatrów znane jest od dawna, a sam wiatr nazwany został mistralem. W dolinach takich wiatr ulega „skanalizowaniu", przy czym prędkość jego wzrasta dosyć znacznie. Wzrost ten wywołany jest zbieżnością wiatru, jaka zawsze ma miejsce w czasie przepływu powietrza przez przewężenia (zjawisko dyszy).

Z ciekawym zjawiskiem dolnego jet-streamu spotkał się W. Georgii w Argentynie (rys. 96). Dyszę tworzył z jednej strony łańcuch górski Cordileras de los Andes, a z drugiej strony „czapa" chłodnego powietrza zalegająca w wyżu z centrum nad Południowym Atlantykiem. Między tymi „przeszkodami" (jedna stała, druga gazowa) silny spływ powietrza skierowany jest z północy na po-



Rys. 96. Schemat strumienia silnych wiatrów wywołanych łańcuchem górskim Kordyliery i „czapą" chłodnego powietrza zalegającego nad Atlantykiem

łudnie. Bardzo często spływowi temu towarzyszy intensywny rozwój konwekcji, co jeszcze bardziej zwiększa szanse wykonania bardzo długiego przelotu. Są przypuszczenia, że przy umiejętnym wykorzystaniu tego prądu można wykonać w ciągu czterech godzin przelot na odległość 600÷700 km, a w ciągu 6÷7 godzin — nawet na odległość 1000 km.

Z podobnymi warunkami można się spotkać także i w USA. W tym przypadku barierę górską stanowi łańcuch Gór Skalistych, a przeszkodę gazową — blokujący ośrodek wyżowy zalegający nad wschodnią częścią USA. W tym przypadku zgodnie z cyrkulacją wyżową nad obszar środkowych stanów napływa ciepłe i wilgotne powietrze zwrotnikowe znad Zatoki Meksykańskiej. Płynie ono z prędkością 70÷120 km/h. Wykorzystując ten prąd pilot amerykański R. Johnson wykonał przelot na odległość 880 km; prędkość przelotu dochodziła miejscami do 135 km/h.

Rozdział 7

TYPY CYRKULACJI

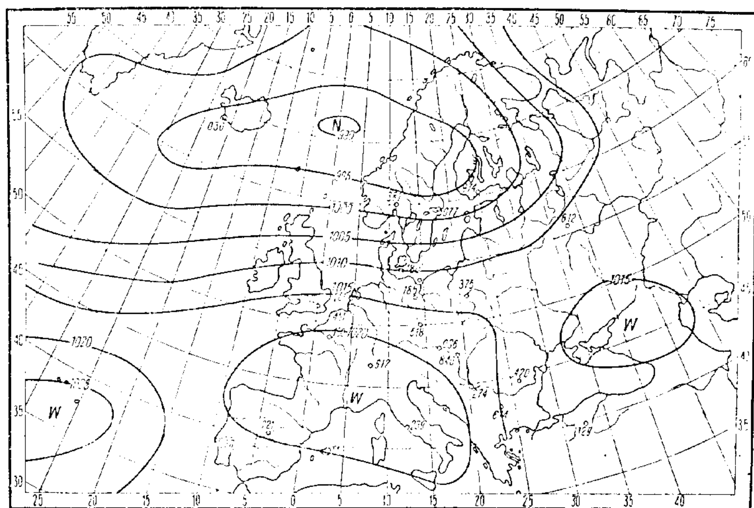
Typami cyrkulacji określa się średni rozkład ciśnienia przy powierzchni ziemi na dużym obszarze (np. nad Europą) w określonym czasie, przy założeniu, że w okresie tym nie zachodzą bardziej istotne zmiany w rozkładzie ciśnienia i w sterowaniu cyrkulacji powietrza. Są to zwykle jakieś typowe układy ciśnienia charakterystyczne dla danych szerokości geograficznych, z którymi związane są określone warunki pogodowe. Na podstawie typów cyrkulacji można z dużym prawdopodobieństwem określić, jakiej pogody można się spodziewać w ciągu najbliższych dni. Z tego względu typy cyrkulacji są bardzo pomocne przy opracowywaniu średnioterminowych prognoz pogody.

W polskiej Służbie Meteorologicznej korzysta się z typów cyrkulacji opracowanych przez J. Lityńskiego. Dla Polski wyróżniono 12 różnych typów cyrkulacji oznaczając je literami: A, B, C, CB, C_2, D, D, D_2, C, E, E_1, ED, E_0, BE. Do grupy związanej z cyrkulacją wyżową zaliczo-

no następujące typy: C_2D, D_2C, E, E_1, ED, a do grupy związanej z cyrkulacją niżową zaliczono typy: A, B, C, CB, D, E_0. Typ BE jest typem przejściowym. W czasie jego występowania część Polski objęta jest cyrkulacją wyżową, a część cyrkulacją niżową.

W ciepłej połowie roku występują następujące typy cyrkulacji (tabl. 18).

Typ A (rys. 97) — sterowanie zachodnie. W czasie występowania tego typu cyrkulacji na obszarze Polski przeważają wiatry zachodnie. Zachmurzenie waha się w granicach od 5/8 do 6/8. W ciepłej porze roku przeważa zachmurzenie konwekcyjne Cu i Cb, opady są umiarkowane, średnia prędkość wiatru wynosi 3÷4 m/s. Burze występują dość często.



Rys. 97. Typ cyrkulacji A

Typ B (rys. 98) — sterowanie przez bruzdę niskiego ciśnienia. W ciepłej porze roku występuje on rzadko, częściej wiosną i jesienią. Gdy Polska jest w jego zasięgu, przeważają wiatry S i SE o prędkości 2÷3 m/s. Przeważa zachmurzenie duże (7/8) typu St, Sc, Ns.

Typ C (rys. 99) — sterowanie przez klin wysokiego ciśnienia. W okresie lata z tym typem cyrkulacji związany jest następujący charakter pogody: przeważającymi wiatrami są wiatry W i NW o prędkości 3 m/s. Zachmurze-

Tablica 18

Częstość typów cyrkulacji i towarzyszące im warunki pogodowe

a. Wiosna (marzec, kwiecień, maj)

Typ	Liczba przypadków	Łączny czas trwania (dni)	% wszystkich dni	Zachmurzenie		Wiatr		Opad		Zjawiska atmosferyczne
				wielkość (średnia)	rodzaj	prędkość średnia [m/s]	kierunek przeważający	średni [mm]	postać	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
A	3	11	2	7/8	Fs, Sc, Ns, Cb	3,9	SW, W	2,8	● ✱ ▽ ▽ ● ,	∞ ≡
B	5	18	3	7/8	Fs, Ns, Cu, Cb	3,1	SW, SE	1,6	● ● ● ▽ ,	=
C	5	16	2	6/8	Sc, Cu, Cb, Ns	5,0	W, NW	1,6	● ✱ ▽ ▽ ● ,	
CB	11	43	7	6/8	Sc, Cu, Cb, As, Ac	4,5	SE, SW, W	2,1	✱ ● ▽ ▽ ✱ ● ●	☈
C₂D	8	31	5	4/8	Sc, Cu, Ci, Ac	2,5	W	0,3	● ✱ ▽	= ≡ ☈ ≡
D	12	62	10	4/8	Sc, Cu, Ac	2,6	S	1,8	● ▽ ●	
D₂C	4	16	2	5/8	Sc, Ns, Ci, Cu	2,4	W, NW, E	0,2	● ,	=
E	22	117	18	4/8	Fs, Sc, Ns, Cb	3,0	NE, E N	0,5	▽ ✱ ▽ ● ,	= ∞ ● ☈

c.d. tabl. 1[illegible]

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
E_1	15	84	13	2/8	Cu, Cb, Ac Ci	3,0	SE, E	0,3	● ▽	☈ =
ED	6	22	3	4/8	Cu, Sc, Ac Cb	3,0	NE, E	0,9	● ▽ ●	☈ = ≡
E_0	11	62	10	7/8	Ac, As, Na, Cu	4,5	N, NE, NW	3,2	✱ ● ✱ ▽	[symbol]
BE			75%							

b. Lato (czerwiec, lipiec, sierpień)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
A	17	85	13	5/8	Sc, Cu, Cb, Ns	3,3	W, SW	2,3	● ▽ ●	☈ =
B										
C	6	23	4	5/8	Cu, Sc, Cb, Ac, Ns	3,3	W, NW	2,9	● ▽ ●	☈
CB	9	34	5	6/8	Cu, Cb, Ac, Ns	3,2	W, SW	3,2	● ▽ ●	☈
C_2D	17	75	12	4/8	Cu, Cb, Ci, Ac, Ns	2,1	W, NW	1,1	▽ ●	☈ =

c.d. tabl. 18

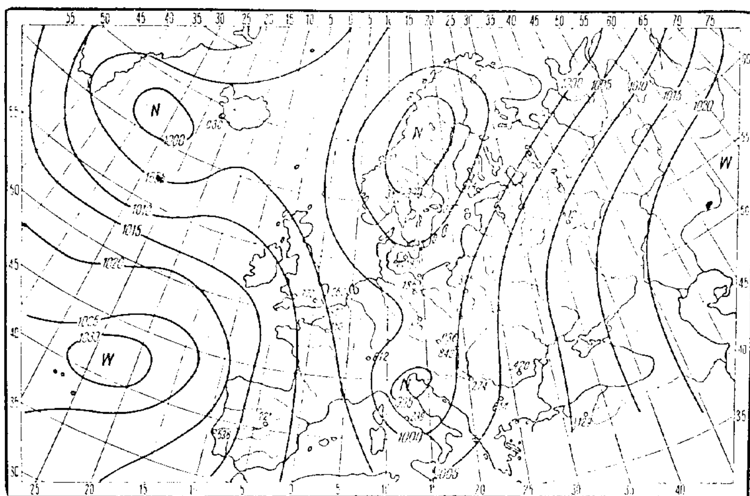
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
D	17	96	15	4/8	Cu, Cb, Ci	2,4	NW	2,7	● ▽ ●	☈ =
D_2C	7	28	4	2/8	Sc, Cu, Ac,	1,9	zmienny	0,4	● ▽ ●	☈
E	15	52	8	3/8	Cu, Sc, Cb, Ac, Ns	2,5	NW, NE	1,1	● ▽ ●	☈ =
E_1	7	43	7	3/8	Cu, Ac, Ob, Ci	2,1	SE, E	1,3	● ▽ ●	☈ =
ED	4	22	4	3/8	Cu, Sc, Ci, Ns, Ob	2,2	NE	0,5	● ▽ ●	☈
E_0	8	53	8	4/8	Cu, Ob, Ns, Sc, Fs	4,0	NW, W	6,2	● ▽ ●	☈
			80%							

c. Jesień (wrzesień, październik, listopad)

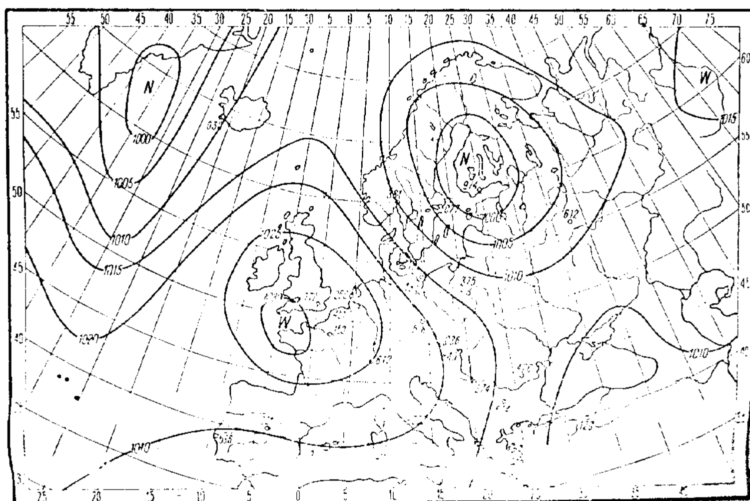
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
A	12	79	12	6/8	Sc, Fs, Ns, Ob	4,3	W, SW	1,7	● ● ▽ ,	=
B	7	30	5	7/8	Sc, Ac, As, Ac	2,5	SW	2,9	● , ✱	= ≡
C	5	17	3	6/8	Sc, Cu, Cb, Ac Ns	4,3 (?)	W, NW	2,0 (?)	● ▽ ● ,	≡
CB	7	49	8	6/8	Sc, Cb, Ac, As, Fs	4,0	W, SW	2,8	● ▽ ● ✱	☈ =

c.d. tabl. 18

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
C_2D	12	68	11	4/8	Cu, Sc, Ac, Ci Cs	2,1	SW	0,5	● ▽ ● ❟	= ≡
D	6	22	3	5/8	Sc, Cu, Cb, As, Ns	3,1	SW, S	1,3	● ▽ ●	≡ =
D_2C	2	11	2	6/8	Sc, Ac, As, Ns	2,6	SW	0,2	● ❟	= ≡ ∞
E	17	99	16	4/8	Sc, Cu, Ac, Ci Cs	2,9	NW, NE	0,5	● ▽ ✱	=
E_1	11	53	8	3/8	Sc, Cu, Ci, Ac Ns	2,5	SE, E	0,4	● ❟	=
ED	1	7	1	3/8	Sc, Cu, Cb, Ci	1,6	zmienny	0,6	● ● ▽	↘ =
E_0	8	41	6	7/8	Ns, Sc, Fs, St	2,8	N, NE	2,5	✱ ●	= ≡
BE	5	23	4	6/8	Sc, Fs, Ns	3,8	SE, E	0,8	● ●	=
			79%							



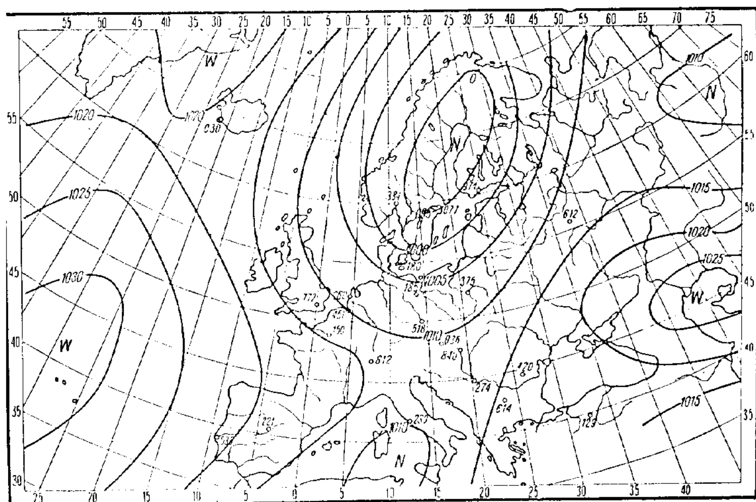
Rys. 98. Typ cyrkulacji *B*



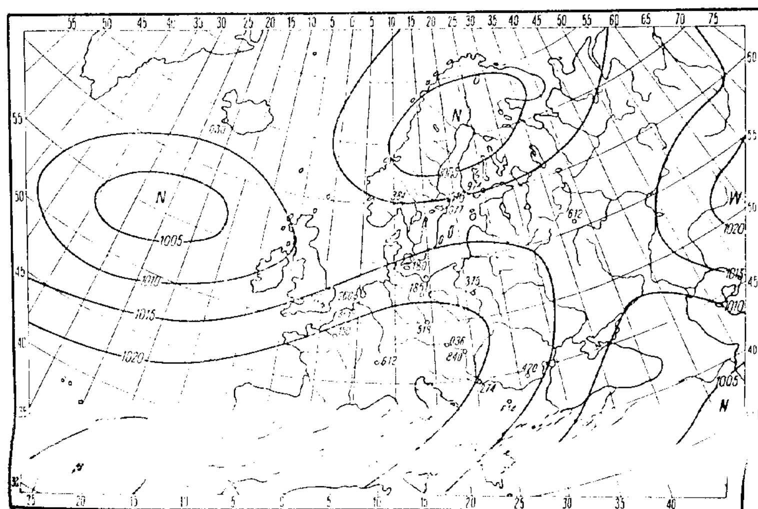
Rys. 99. Typ cyrkulacji *C*

nie duże (6/8) z rozpogodzeniami: głównie są to chmury Cb, Cu, Sc, Ns, *Fs*, Ac. Średni opad jest niewielki, przy czym może to być opad zarówno ciągły, jak i przelotny. Działalność burzowa jest dosyć ożywiona.

Typ *CB* (rys. 100). W czasie występowania tego typu cyrkulacji przeważają w Polsce wiatry W i SW o średnich prędkościach rzędu 3÷5 m/s. Zachmurzenie jest do-



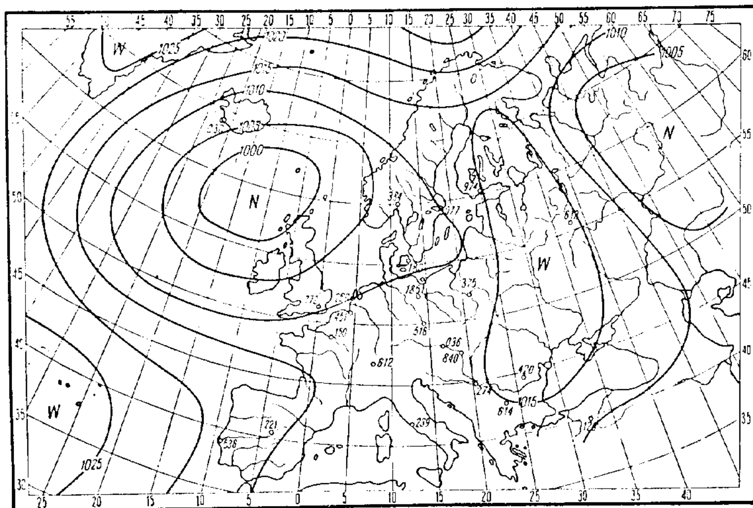
Rys. 100. Typ cyrkulacji *CB*



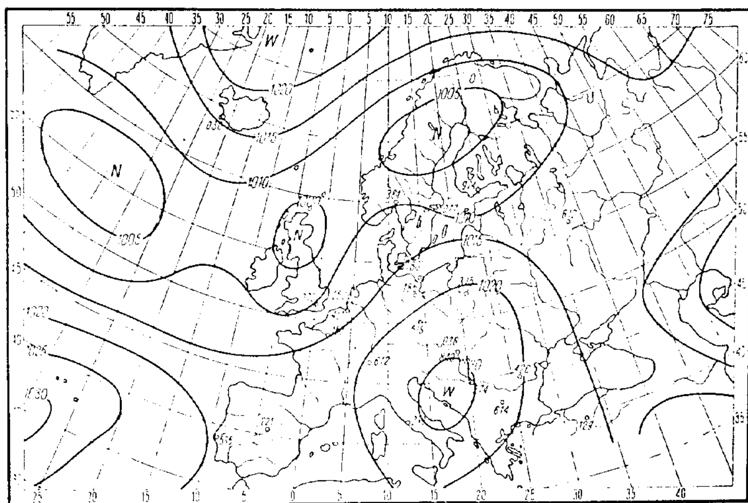
Rys. 101. Typ cyrkulacji C_2D

syć duże (5/8÷6/8), głównie przez chmury Cb, Cu, Ns, As. Burze występują dosyć często.

Typ C_2D (rys. 101). Jest to bardzo częsty układ w porze letniej. W czasie jego występowania zachmurzenie jest umiarkowane (4/8) przez chmury Ci, Sc, Cu, Cb, Ns. Często występują opady przelotne. Przeważającymi wiatrami są słabe wiatry zachodnie.

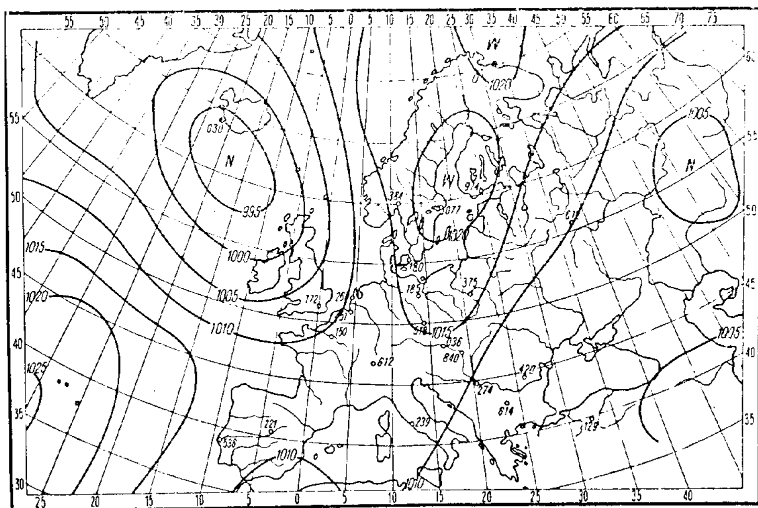


Rys. 102. Typ cyrkulacji D

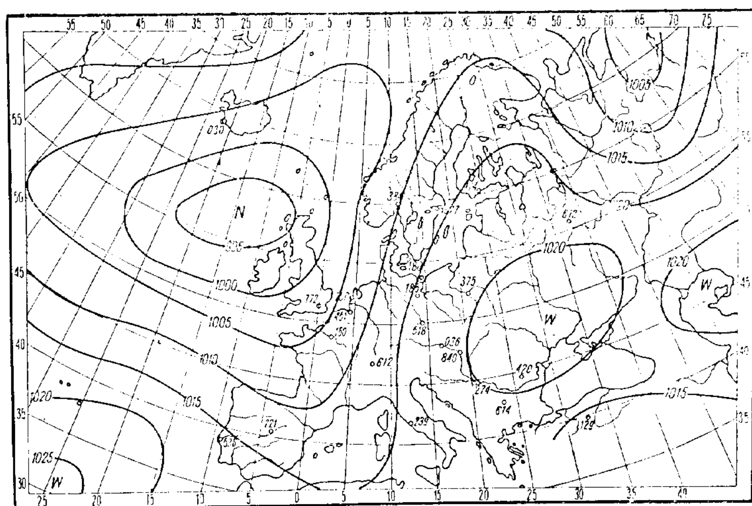


Rys. 103. Typ cyrkulacji D_2C

Typ D (rys. 102) — sterowanie południowo-zachodnie. Przeważają słabe wiatry południowe i południowo-zachodnie (3 m/s), często występują zamglenia. Zachmurzenie umiarkowane (4/8), głównie przez Cu, Cb. Występują burze z opadami przelotnymi. Temperatury są bardzo wysokie.



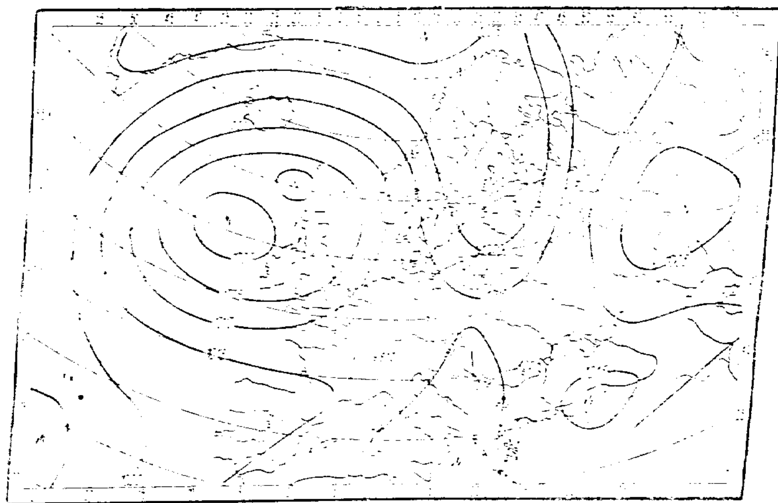
Rys. 104. Typ cyrkulacji *E*



Rys. 105. Typ cyrkulacji E_1

Typ D_2C (rys. 103). Pogodę związaną z tym typem cyrkulacji charakteryzuje niezbyt duże zachmurzenie (2/8 ÷ 3/8). Wiosną przeważają chmury Sc, Ac, Ns, Ci, a latem Cu i Cb. Często występują burze i opady przelotne. Przeważają wiatry słabe o zmiennych kierunkach.

Typ *E* (rys. 104) — sterowanie wschodnie. Podczas wy-



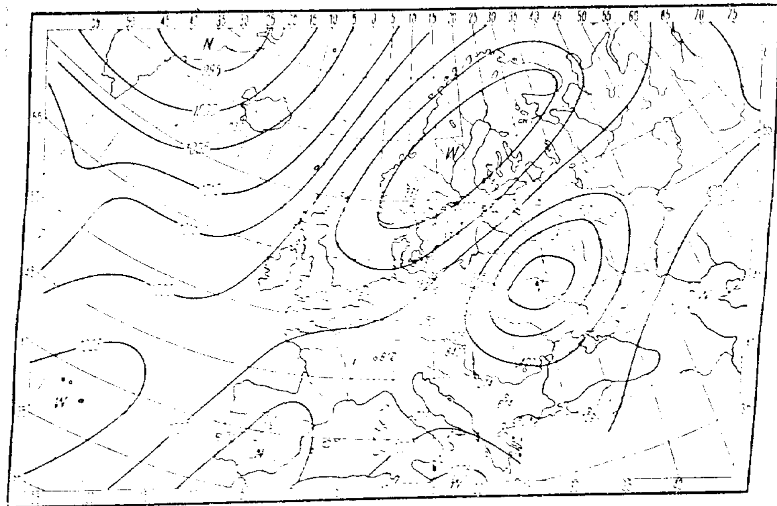
Rys. 106. Typ cyrkulacji ED

stępowania tego układu Polska znajduje się pod wpływem cyrkulacji wschodniej. Pogodę charakteryzuje niezbyt duże zachmurzenie (3/8÷4/8), przeważają wiatry NW o średnich prędkościach rzędu 2 m/s. Występować mogą deszcze ciągłe i przelotne. Występują głównie chmury Sc, Cu, Ac, Ci.

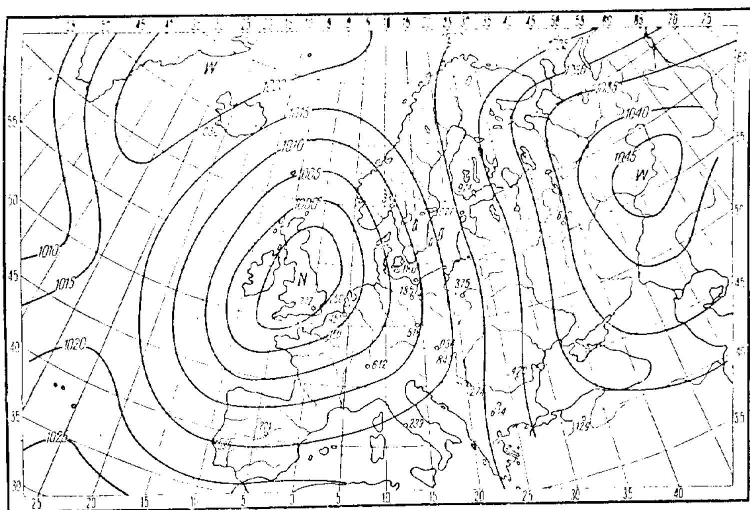
Typ E_1 (rys. 105). Jest to „najpogodniejszy" typ cyrkulacji letniej. Wielkość zachmurzenia nie jest większa od 2/8÷3/8. Występują głównie chmury Cu, Sc, Ac, Ci. Burze i opady przelotne występują dość często. Przeważają wiatry umiarkowane z kierunków SE i E.

Typ *ED* (rys. 106). Jest to typ cyrkulacji występujący dosyć rzadko. Warunki pogodowe związane z tą cyrkulacją można scharakteryzować następująco: przeważa piękna pogoda, zachmurzenie nie przekracza 3/8, występują głównie chmury Cu, Sc, Ac, Ci. Padać może opad ciągły i przelotny, dojść może również do rozwoju burz. Przeważają wiatry NE i E o niedużych prędkościach, temperatury są dosyć wysokie. Występować mogą mgły.

Typ E_0 (rys. 107). Także i ten układ ma sterowanie wschodnie związane jednak z cyrkulacją niżową. Z tego powodu pogodę charakteryzuje duże zachmurzenie (7/8). Przeważają chmury Ns, Fs i Cb. Często występują opady, tak ciągłe, jak i przelotne. Latem dosyć często mogą występować burze. Przeważają wiatry N, NE o średniej prędkości rzędu 4 m/s.



Rys. 107. Typ cyrkulacji *E*,



Rys. 108. Typ cyrkulacji *BE*

Typ *BE* (rys. 108). Ten typ cyrkulacji występuje późną jesienią; towarzyszy mu duże zachmurzenie z przejaśnieniami (6/8) — Sc, Fs, St, Ns. Przeważają opady w postaci deszczu ciągłego i mżawki. Prędkość wiatru jest umiarkowana; wieje on przeważnie z kierunków SE i E.

Mając tak zestawione warunki pogodowe (tabl. 18 *a*, *b*, *c*) dla poszczególnych typów cyrkulacji możemy z pew-

nym przybliżeniem określić pogodę na najbliższe dni. Warunkiem ku temu jest zapoznanie się z aktualną mapą synoptyczną. W tym celu wystarczy dokładne przyjrzenie się mapie pogody codziennie przedstawianej w telewizyjnym komunikacie meteorologicznym.

Obserwując tę mapę należy ją zaklasyfikować do jednego z podanych typów. Oczywiście, nie zawsze dana sytuacja meteorologiczna będzie odpowiadała któremuś z omówionych typów. W takiej sytuacji należy znaleźć najbardziej zbliżony typ, który odpowiadałby swymi ogólnymi cechami sytuacji meteorologicznej z danego dnia. Gdy uda się zaklasyfikować daną sytuację synoptyczną do któregoś z wyróżnionych typów cyrkulacji, należy sięgnąć do ogólnego opisu pogody, jaka związana jest z daną cyrkulacją, a następnie zorientować się w tablicach zestawionych dla poszczególnych pór roku odnośnie przeciętnych wartości zachmurzenia, opadu, wiatru i zjawisk atmosferycznych.

W rozdziale traktującym o warunkach konwekcyjnych w Polsce jest zawarte uzupełnienie wiadomości o warunkach pogodowych związanych z poszczególnymi typami cyrkulacji — zwłaszcza zaś o warunkach pogody konwekcyjnej. Znajdziemy tam również powiązanie częstości występowania poszczególnych rodzajów mas powietrza i frontów atmosferycznych. Możemy więc uzupełnić telewizyjny i radiowy komunikat meteorologiczny i wyrobić sobie pewne wyobrażenie, z jakimi warunkami lotnymi możemy się liczyć w ciągu najbliższych paru dni.

Rozdział 8

ZACHMURZENIE KONWEKCYJNE W POLSCE

Z uwagi na swoje położenie w szerokości geograficznej umiarkowanej, Polska ma dość dobre warunki do rozwoju konwekcji. Jak wiadomo, od szerokości geograficznej zależy kąt padania promieni słonecznych. Im kąt ten jest większy, tym więcej energii słonecznej przypada na jednostkę powierzchni, i odwrotnie — im kąt jest

mniejszy, tym mniej energii przypada na określoną powierzchnię.

Kąt padania wpływa więc na stopień nagrzania się podłoża, od którego z kolei ogrzewa się powietrze. Wynika z tego, że najintensywniej rozwija się konwekcja w małych szerokościach geograficznych. W miarę wzrostu szerokości geograficznej warunki rozwoju prądów wstępujących są coraz gorsze, a okres ich występowania maleje.

W Polsce okres występowania prądów konwekcyjnych ogranicza się praktycznie do miesięcy od kwietnia do października. W pozostałych miesiącach konwekcja oraz chmury kłębiaste występują sporadycznie. Należy tu jeszcze dodać, że w umiarkowanych szerokościach geograficznych przeważającą cyrkulacją jest cyrkulacja zachodnia, z którą nad obszar Polski napływają masy powietrza morskiego znad Atlantyku, niosące ze sobą duży zapas wilgoci. Bez powietrza morskiego nawet w przypadku silnych prądów wstępujących powstawanie chmur kłębiastych byłoby rzadko obserwowane, a podstawy ich zalegałyby bardzo wysoko.

W naszych warunkach, w letnim półroczu, gdy dopływ energii słonecznej jest wystarczający, a wilgotność mas powietrza odpowiednio duża, prądy konwekcyjne po osiągnięciu poziomu kondensacji prowadzą do powstania chmur kłębiastych.

Należy pamiętać, że zarówno rozwój, jak i intensywność prądów konwekcyjnych zależą w dużym stopniu od charakteru podłoża, które z grubsza biorąc, dzieli się na termiczne (piaski, łany zbóż itp.) i atermiczne (bagna, torfowiska itp.). Powoduje to, że nawet na terenie Polski częstość występowania chmur kłębiastych nie jest jednakowa. Wyróżnić można w naszym kraju obszary bardziej lub mniej uprzywilejowane pod tym względem. Widać to wyraźnie na serii załączonych mapek (rys. 109 do 125), rozkładu liczby dni i częstości występowania zachmurzenia kłębiastego.

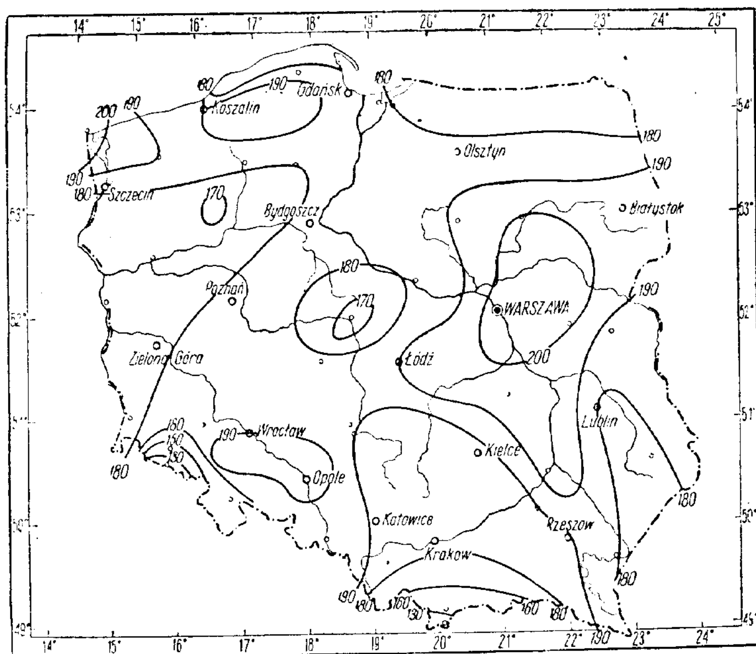
Mapki zostały opracowane w oparciu o 10-letni okres, od 1951 r. do 1960 r. Wyróżniono tu dwa rodzaje zachmurzenia konwekcyjnego:

1) zachmurzenie typowo konwekcyjne (wypracowane),
2) zachmurzenie konwekcyjne, któremu towarzyszyły także inne chmury (w dużym stopniu zaliczyć je można do zachmurzenia adwekcyjnego).

Poszczególnymi literami oznaczono następujące chmury:

A — chmury Cu humilis,
B — chmury Cu congestus,
C — chmury Cb bez zjawisk burzowych,
D — chmury Cb ze zjawiskami burzowymi.

Literami A_1, B_1, C_1, D_1 oznaczono zachmurzenie konwekcyjne (Cu hum, Cu cong, Cb, Cb), któremu towarzyszyły także inne chmury, jednak w ilości nie przekraczającej 2/10 pokrycia nieba. Literami A_2, B_2, C_2, D_2 oznaczono zachmurzenie konwekcyjne, któremu towarzyszyło również inne zachmurzenie w ilości większej od 2/10 pokrycia nieba. Do dni takich zaliczono również te, w których chmury kłębiaste stanowiły w ogólnym zachmurzeniu jedynie 1/10.



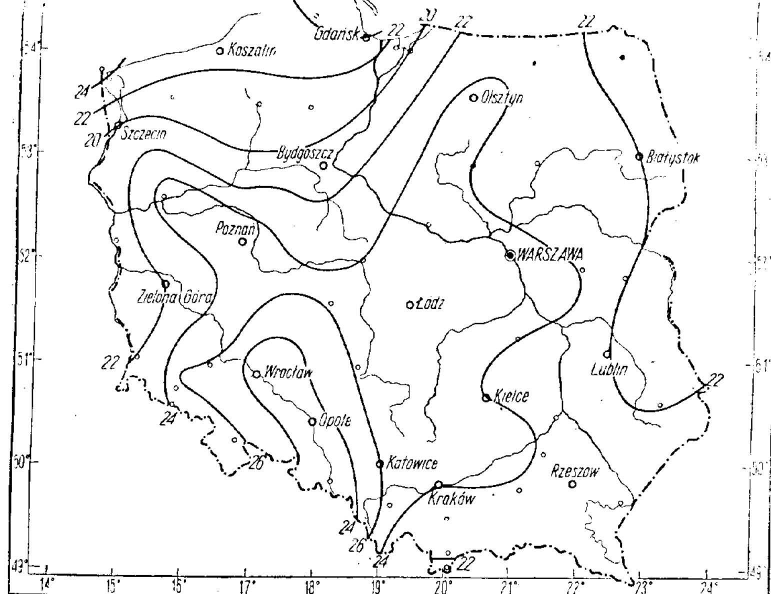
Rys. 109. Średnia roczna liczba dni z zachmurzeniem konwekcyjnym (1951—60)

Rys. 110. Średnia liczba dni z zachmurzeniem konwekcyjnym w kwietniu

Rys. 111. Średnia liczba dni z zachmurzeniem konwekcyjnym w maju

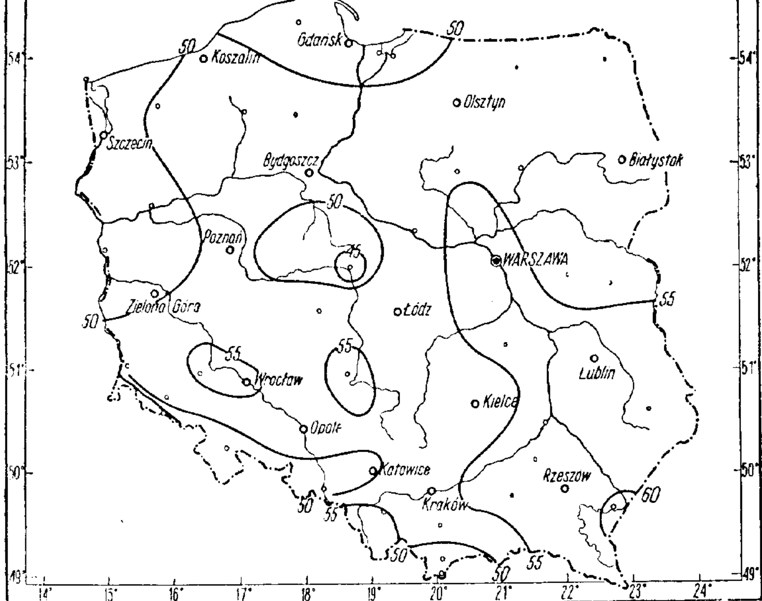
Rys. 112. Średnia liczba dni z zachmurzeniem konwekcyjnym w czerwcu

Rys. 113. Średnia liczba dni z zachmurzeniem konwekcyjnym w lipcu



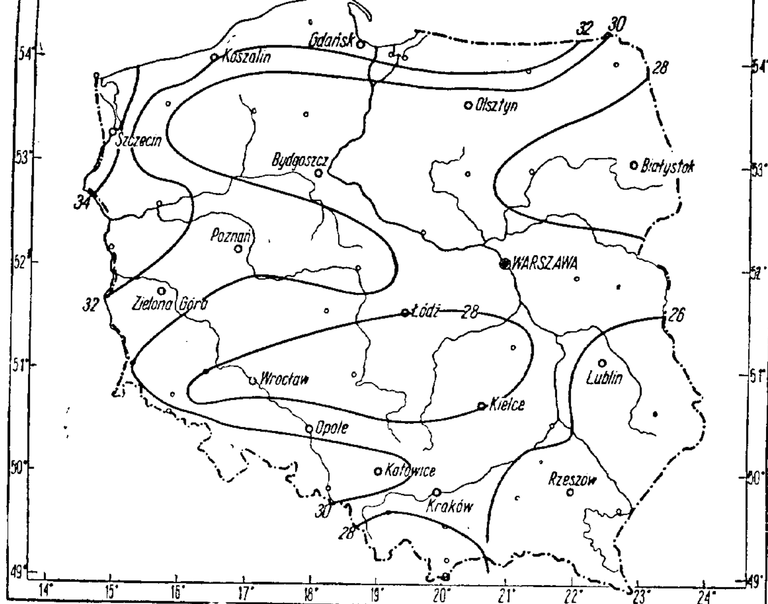
Rys. 114. Średnia liczba dni z zachmurzeniem konwekcyjnym w sierpniu

Rys. 115. Średnia liczba dni z zachmurzeniem konwekcyjnym we wrześniu



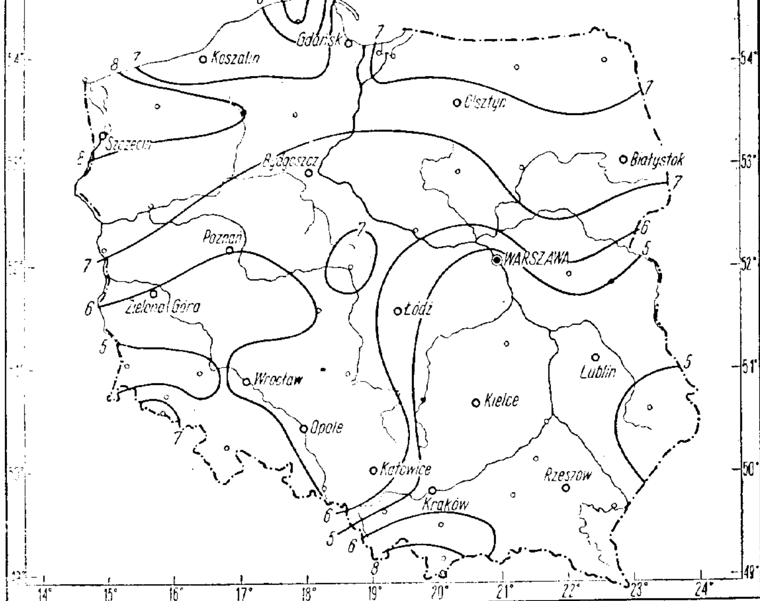
Rys. 116. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem konwekcyjnym, któremu nie towarzyszą inne chmury (typ $A_1 + B_1 + C_1 + D_1$); procenty obliczono z mapki nr 1 (rys. 110) przedstawiającej średnią liczbę dni z zachmurzeniem konwekcyjnym. Liczbę tę przyjęto za 100%

Rys. 117. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem konwekcyjnym, przy jednoczesnym występowaniu innych chmur (typ $A_2 + B_2 + C_2 + D_2$)



Rys. 118. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem Cu hum przy jednoczesnym występowaniu chmur niskich i średnich (typ A_2)

Rys. 119. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem Cu cong przy jednoczesnym występowaniu chmur niskich i wysokich (typ B_1)

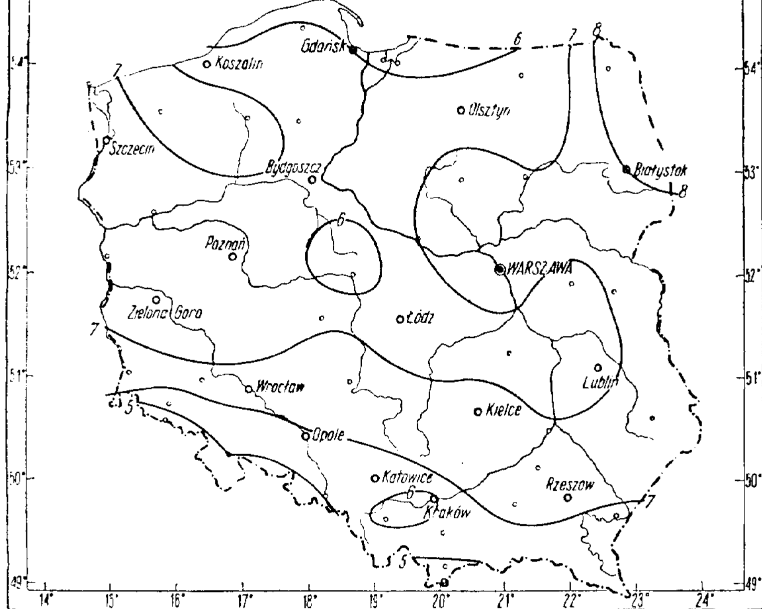


Rys. 120. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem Cb nie dającym zjawisk burzowych, przy jednoczesnym występowaniu chmur niskich i średnich (typ C_2)

Rys. 121. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem Cb z burzami przy jednoczesnym występowaniu chmur niskich i średnich (typ D_2)

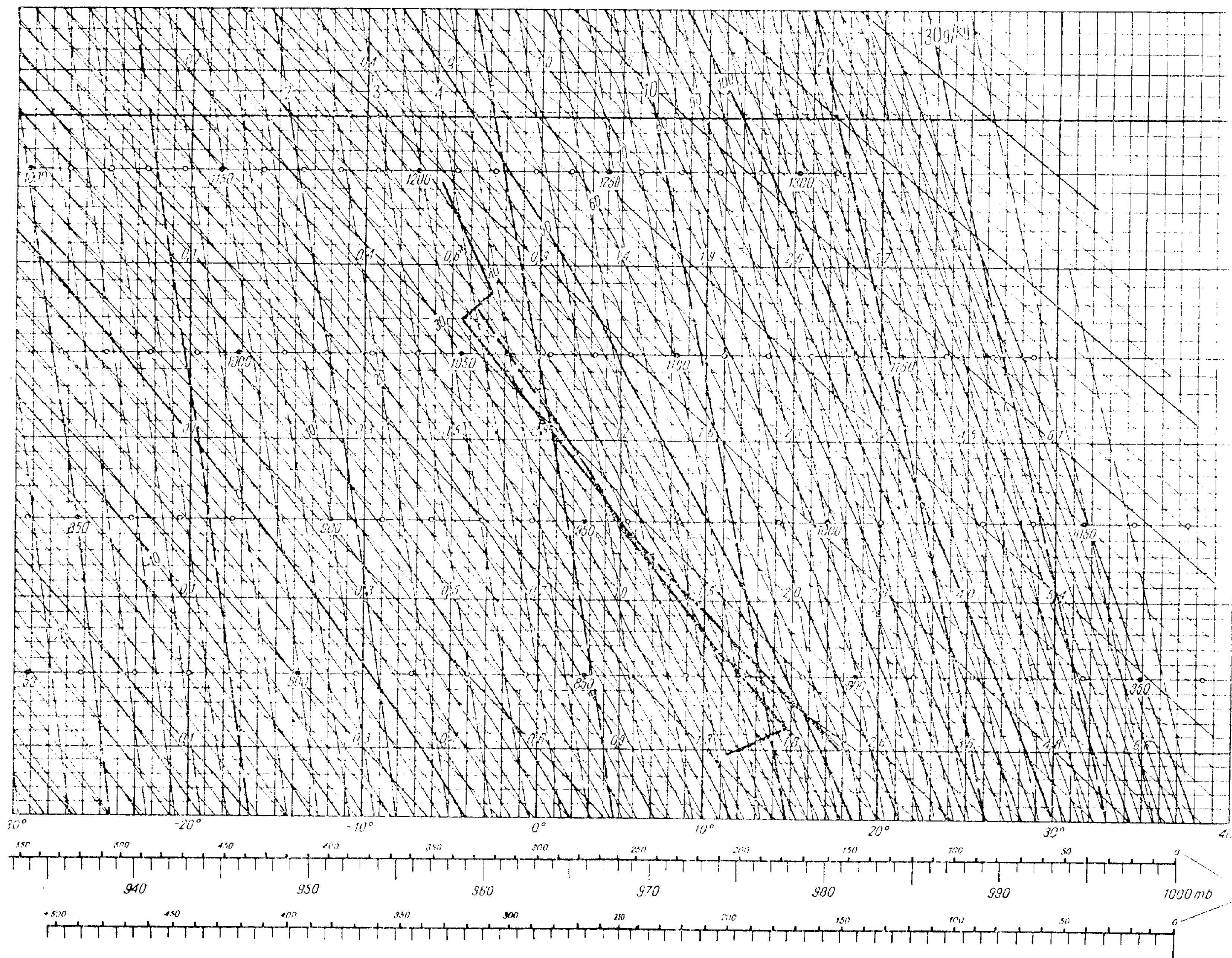
Rys. 122. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem Cu hum w przypadku, gdy chmury niskie i średnie nie przekraczają 2/10 (typ A_1)

Rys. 123. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem Cu cong w przypadku, gdy chmury niskie i średnie nie przekraczają 2/10 typ B_1)



Rys. 124. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem Cb nie dającym zjawisk burzowych w przypadku gdy towarzyszące im inne chmury nie przekraczają 2/10

Rys. 125. Średni roczny procent dni z zachmurzeniem Cb z burzami, w przypadku gdy towarzyszące im inne chmury nie przekraczają 2/10 (typ D_1)



Krzywa stratyfikacji (temp wirtualne) — — — Krzywa stanu